

**Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava
Hornicko – geologická fakulta
Institut geoinformatiky**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

OSTRAVA 2008

Jan HAVLÍK

**VYSOKÁ ŠKOLA BÁŇSKÁ – TECHNICKÁ
UNIVERZITA OSTRAVA**

**Hornicko-geologická fakulta
Institut geoinformatiky**



MOŽNOSTI DPZ A GIS PRO ZHODNOCENÍ PARAMETRŮ SNĚHOVÉ POKRÝVKY

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Autor:
Vedoucí práce:

Jan HAVLÍK
RNDr. Jan UNUCKA Ph.D.

OSTRAVA 2008



Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava
Hornicko-geologická fakulta
Institut geoinformatiky

Zadání diplomové práce

pro **Bc. Jan Havlíka**

obor **3602T002-20 Geoinformatika**

Vedoucí institutu Vám ve smyslu čl. 26 Studijního a zkušebního řádu pro studium v magisterských studijních programech VŠB-TU Ostrava a směrnice č. 4/2000 děkana HGF určuje tuto diplomovou práci:

Název tématu:

Nástroje DPZ a GIS pro zhodnocení parametrů sněhové pokrývky

Anglický název tématu:

Remote sensing and GIS tools for snow cover parameters estimations

Zásady pro vypracování:

Použitelné datové zdroje:

- DMU25
- Hydrometeorologická data (staniční síť, družicové snímky)
- Další výstupy DPZ metod

Úkoly:

- Seznámení se s problematikou sněhové pokrývky ve vztahu k hydrologii
- Analýza klíčových parametrů sněhové pokrývky a možnosti jejich stanovování pomocí pozemního měření, nástrojů DPZ a empirických metod
- Rozbor metod pro stanovení tání sněhu a odtoku ze sněhové pokrývky

- Modely na tání sněhu (Degree/Day, Anderson), nástin jejich implementace v hydrologických modelech (HYDROG, HEC-HMS)
- Zhodnocení praktického využití metod DPZ a modelu tání sněhu v predikci odtoku ze sněhové pokrývky a jarních povodňových situací

Rozsah grafických prací:

dle potřeby

Rozsah původní zprávy:

30 - 50 stran textu

Seznam odborné literatury:

BEDIENT, P.B., HUBER W. C. (2001): *Hydrology and floodplain analysis. 2nd edition*. London, Prentice Hall. 763 s.
 DOBROVOLNÝ, P. (1998): *Dálkový průzkum Země a digitální zpracování obrazu*. Skriptum MU Brno. 210 s.
 HRÁDEK, F., KUŘÍK, F. (2002): *Hydrologie*. Skriptum ČZU, Praha, 280 s.
 MAIDMENT, D.R. (ED.) (1993): *Handbook of Hydrology. 1st edition*. London, McGraw-Hill Professional. 1424 s.
 MAIDMENT, D., DJOKIC, D. (ED.) (2000): *Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with Geographic Information Systems*. Redlands, ESRI Press. 232 s.
 SEIDEL, K., MARTINEC, J. (2004): *Remote Sensing in Snow Hydrology*. Springer, Bath. 150 s.

Časopisy: Geo Europe, Geoinformace a další

Sborníky z konferencí:

„ESRI User Conference“, EARSEL, „GIS Ostrava“ a další

Zdroje na Internetu

a další literatura dle pokynů vedoucího diplomové práce

Vedoucí diplomové práce:

RNDr. Jan Unucka, Ph.D.

Datum zadání diplomové práce:

1. října 2006

Datum odevzdání diplomové práce:

12. května 2008

V Ostravě dne:

.....

doc. Dr. Ing. Jiří Horák

vedoucí institutu

Prohlašuji, že

- celou diplomovou práci včetně příloh, jsem vypracoval samostatně a uvedl jsem všechny použité podklady a literaturu.
- jsem byl seznámen s tím, že na moji diplomovou práci se plně vztahuje zákon č.121/2000 Sb. – autorský zákon, zejména § 35 – využití díla v rámci občanských a náboženských obřadů, v rámci školních představení a využití díla školního a § 60 – školní dílo.
- beru na vědomí, že Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava (dále jen VŠB-TUO) má právo nevýdělečně, ke své vnitřní potřebě, diplomovou práci užít (§ 35 odst. 3).
- souhlasím s tím, že jeden výtisk diplomové práce bude uložen v Ústřední knihovně VŠB-TUO k prezenčnímu nahlédnutí a jeden výtisk bude uložen u vedoucího diplomové práce. Souhlasím s tím, že údaje o diplomové práci, obsažené v Záznamu o závěrečné práci, umístěném v příloze mé diplomové práce, budou zveřejněny v informačním systému VŠB-TUO.
- rovněž souhlasím s tím, že kompletní text diplomové práce bude publikován v materiálech zajišťujících propagaci VŠB-TUO, vč. Příloh časopisů, sborníků z konferencí, seminářů apod. Publikování textu práce bude provedeno v omezeném rozlišení, které bude vhodné pouze pro čtení a neumožní tedy případnou transformaci textu a dalších součástí práce do podoby potřebné pro jejich další elektronické zpracování.
- bylo sjednáno, že s VŠB-TUO, v případě zájmu z její strany, uzavřu licenční smlouvu s oprávněním užít dílo v rozsahu § 12 odst. 4 autorského zákona.
- bylo sjednáno, že užít své dílo – diplomovou práci nebo poskytnout licenci k jejímu využití mohu jen se souhlasem VŠB-TUO, která je oprávněna v takovém případě ode mne požadovat přiměřený příspěvek na úhradu nákladů, které byly VŠB-TUO na vytvoření díla vynaloženy (až do jejich skutečné výše).

Ve Zlíně dne

14. 4. 2008

Jan HAVLÍK
plné jméno autora
podpis autora

Adresa trvalého pobytu diplomanta

Náměstí U Zámečku 75
687 65 STRÁNÍ

Rád bych poděkoval Mgr. Janu Unuckovi, Ph.D. a kolektivu pracovníků ČHMÚ pobočky
Ostrava za poskytnuté materiály a rady při zpracování této diplomové práce.

ANOTACE

Tato diplomová práce se zabývá problematikou sněhové pokrývky. Teoretická část práce je zaměřena na analýzu klíčových parametrů sněhu a možností jejich stanovování pomocí pozemního bodového měření a nástrojů DPZ jakožto představitele plošného měření. Autor rovněž provádí rozbor hydrologické bilance povodí a srážkoodtokový proces s důrazem na tání sněhu. Jsou nastíněny nejznámější metody pro stanovení tání sněhu a odtoku vody ze sněhové pokrývky.

V praktické části je provedena implementace těchto metod na konkrétních datech konkrétního povodí – povodí Bečvy, v konkrétních modelačních prostředcích HEC-HMS a HYDROG. Autor popisuje celý proces výstavby srážko-odtokového modelu od tvorby hydrologicky korektního gridu, předzpracování v GIS nástrojích až po kompletní parametrizaci modelu tání sněhové pokrývky v modelačním programu.

V závěrečné části je provedena diskuze nad výsledky této práce.

Klíčová slova: sněhová pokrývka, DPZ, hydrologická bilance, povodí, srážkoodtokový proces, tání sněhu, Bečva, HEC-HMS, HYDROG, GIS

ANOTATION OF DIPLOMA THESIS

The aim of diploma thesis depends on studying snow cover phenomena. The theoretic part is focused on an analysis of the key parameters of snow and possibility of its specifying by terrestrial point measuring and remote sensing techniques as a representative of the area measuring. The author also analyses the hydrologic balance of the catchment and rainfall-runoff process accenting the snowmelt. The most common methods of assessing the snowmelt and runoff have been noted.

In the practice part of the diploma thesis, the implementation of these methods using real data on the real catchment of the river Bečva in the specific modelling device HEC-HMS and HYDROG have been carried out. The autor describes the whole process of building the rainfall-runoff model beginning with forming a hydrologically correct grid, GIS preprocessing, finishing by a complete parameterization of the snowmelt model in modelling software.

The final part includes discussion over the results of the diploma thesis.

Keywords: snow cover, remote sensing, hydrologic balance, catchment, rainfall-runoff process, snowmelt, Bečva river, HEC-HMS, HYDROG, GIS

OBSAH

SEZNAM ZKRATEK.....	3
ÚVOD.....	5
1 CÍLE PRÁCE.....	7
2 DPZ A SNÍH.....	8
2.1 ÚVOD	8
2.2 SNÍMÁNÍ ZEMSKÉHO POVRCHU Z HLEDISKA SYSTÉMŮ DPZ	9
2.2.1 Letecké snímání	9
2.2.2 Elektrooptické systémy	10
2.2.2.1 Elektrooptické systémy ve VIS a NIR části spektra	10
2.2.2.2 Elektrooptické systémy v termální části IR spektra	10
2.2.3 Pasivní mikrovlnné snímání	11
2.2.4 Laserové skenování	12
2.2.5 Radarová altimetrie.....	12
2.2.6 Radarový hloubkoměr (Radio echo-sounding).....	13
2.2.7 Zobrazovací radarové systémy.....	13
2.3 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI SNĚHU	14
2.3.1 Základní fyzikální charakteristika	14
2.3.2 Geometrie povrchu.....	16
2.3.3 Tepelné vlastnosti sněhu.....	17
2.3.4 Elektromagnetická charakteristika sněhu v optickém a blízkém-infračerveném pásmu.....	18
2.3.5 Elektromagnetické vlastnosti v termálním pásmu	20
2.3.6 Elektromagnetické vlastnosti v mikrovlnné části spektra	21
2.4 MĚŘENÍ PARAMETRŮ SNĚHOVÉ POKRÝVKY POMOCÍ DISTANČNÍCH METOD	26
2.4.1 Prostorový rozsah	26
2.4.1.1 Velké měřítko	26
2.4.1.2 Střední měřítko	28
2.4.1.3 Malé měřítko	30
2.4.2 Měření výšky a vodního ekvivalentu sněhu	33
2.4.2.1 Velké a střední měřítko.....	33
2.4.2.2 Malé měřítko	33
2.4.3 Tání sněhové pokrývky a modelace odtoku	35
2.4.4 Měření fyzikálních vlastností sněhové pokrývky.....	35
2.4.4.1 Odrazivost a albedo	35
2.4.4.2 Zrnitost	36
2.4.4.3 Teplota.....	36
3 METODY MODELUJÍCÍ TÁNÍ SNĚHU	38
3.1 SRÁŽKODOTOKOVÝ PROCES	38
3.2 PROCES TÁNÍ SNĚHU.....	39
3.2.1 Metody modelující tání sněhu.....	41
3.2.1.1 Metoda teplotního indexu	41
3.2.1.2 Metoda energetické bilance - Andersonův model.....	45
3.3 HYDROLOGICKÉ MODELY.....	51
4 CHARAKTERISTIKA PŘÍRODNÍCH POMĚRŮ STUDOVANÉHO POVODÍ BEČVY	54
4.1 GEOLOGIE	54
4.2 HYDROGEOLOGIE.....	55
4.3 GEOMORFOLOGIE.....	55
4.4 KLIMATOLOGIE	55
4.5 HYDROLOGIE	56
4.6 PEDOLOGIE.....	57
4.7 BIOTA.....	57
5 METODY ZPRACOVÁNÍ.....	58
5.1 CHARAKTERISTIKA JEDNOTLIVÝCH PRODUKTŮ.....	58
5.1.2 ArcGIS 9.1.....	58

5.1.3	ArcView GIS 3.2.....	59
5.1.4	HEC-GeoHMS 1.0.....	59
5.1.5	HEC-GeoHMS Add-In 2.0.....	60
5.1.6	HEC-DSSVue 1.2	60
5.1.7	HEC-HMS 3.1.0	60
5.1.8	HYDROG.....	63
6	MODELACE ODTOKU ZE SNĚHOVÉ POKRÝVKY V PROSTŘEDÍ HEC-HMS.....	65
6.1	PŘEDZPRACOVÁNÍ DAT PRO HYDROLOGICKÝ MODEL	65
6.1.1	Vstupní data	66
6.1.2	Příprava modelu terénu pro hydrologický model.....	67
6.1.3	Extenze HEC-GeoHMS a HEC-GeoHMS Add-In	69
6.1.3.1	Konstrukce říční sítě pomocí extenze HEC-GeoHMS.....	69
6.1.3.2	Doplnění charakteristik pomocí extenze HEC-GeoHMS Add-In	74
6.2	PARAMETRIZACE MODELU V HEC-HMS	80
6.2.1	Vstupní data	80
6.2.2	Založení projektu.....	80
6.2.3	Nastavení parametrů přímého odtoku.....	81
6.2.4	Nastavení parametrů základního odtoku.....	83
6.2.5	Naplnění časových řad a nastavení parametrů meteorologického modelu.....	85
6.2.6	Nastavení kontrolních specifikací	87
6.2.7	Kalibrace modelu.....	88
6.2.8	Vytvoření sněhového modelu.....	89
6.2.9	Návrh modelace vlivu tání sněhové pokrývky na odtok.....	93
7	MODELOVÁNÍ ODTOKU ZE SNĚHOVÉ POKRÝVKY V PROSTŘEDÍ HYDROG	95
7.1	VSTUPNÍ DATA	95
7.2	SCHEMATIZACE MODELU	95
7.3	MODELACE Vlivu TÁNÍ SNĚHOVÉ POKRÝVKY NA ODTOK	97
7.3.1	Definice alternativních scénářů	98
7.3.1.1	Modelování 18.02 – 26.02. 2006	99
7.3.1.2	Modelování 05.04 – 07.04. 2006	100
8	VÝSLEDKY MODELACE	103
8.1	ZHODNOCENÍ MODELOVÁNÍ V PROSTŘEDÍ HYDROG	103
8.2	ZHODNOCENÍ MODELOVÁNÍ V PROSTŘEDÍ HEC-HMS	104
9	ZÁVĚR.....	105
	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	107
	SEZNAM OBRÁZKŮ	111
	SEZNAM PŘÍLOH.....	112

SEZNAM ZKRATEK

České zkratky

ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
DMT	Digitální model terénu
DPZ	Dálkový průzkum Země
GIS	Geografické informační systémy
GIT	Geoinformační technologie

Cizojazyčné zkratky

ATI	Antecedent Temperature Index
ATSR-M	Along-Track Scanning Radiometer with Microwave
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVIRIS	Airborne Visible-Infrared Imaging Spectrometer
CCD	Charge-Coupled Device
CN	Curve Number
DDF	Degree Day Factor
DEM	Digital Elevation Model
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
ERS	European Remote-Sensing
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
FAQ	Frequently Asked Questions
GCM	Global Climate Model
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
HEC-DSSVue	Hydrologic Engineering Center-Data Storage System Visual Utility Engine
HEC-GeoHMS	Hydrologic Engineering Center-Geospatial Hydrologic Modeling Extension
HEC-HMS	Hydrologic Engineering Center-Hydrologic Modeling System
HEC-USACE	Hydrologic Engineering Center-U.S.Army Corps of Engineering
IDW	Inverse Distance Weighting
IR	InfraRed (spectrum)
IRR	InfraRed Radiometer
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
MSC	Meteorological Service of Canada
NDSI	Normalized difference snow index
NDVI	Normalized difference vegetation index
NIR	Near-Infrared (spectrum)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NOHRSC	National Operational Hydrologic Remote Sensing Center
NVE	Norges vassdragsog energidirektorat
OLS	Operational Linescan System
RMS	Root mean square
SAR	Synthetic Aperture Radar
SCS	Soil Conservation Service
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SRM	Snowmelt-Runoff Model

SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SSM/T	Special Sensor Microwave-Temperature Profiler
SSM/I	Special Sensor Microwave-Imager
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
SWE	Snow Water Equivalent
TIN	Triangular Irregular Network
TIR	Thermal-Infrared (spectrum)
TIROS	Television Infrared Observation Satellite
UH	Unit Hydrograph
VHF	Very High Frequency
VIR	Visible and Infrared (imagery)
VIS	Visible (spectrum)

ÚVOD

Stoupající nároky na vodu v posledních letech si vynutily věnovat větší pozornost detailnějšímu přehodnocování existujících zdrojů vody z vícero hledisek, hlavně vodohospodářského, energetického a půdního. Tyto odvětví mají zvýšené požadavky na konkrétní informace týkajících se určování významných zdrojů vody, jejich časové a prostorové variability.

A právě nezanedbatelný je aspekt odtokových podmínek v zimně-jarním období. Mezi nejvýznamnější přírodní fenomény spojené s vodou patří sněhová pokrývka, zvláště v oblastech, které mají středohorský a vysokohorský charakter. V těchto místech se akumulují velké zásoby vody na období s délkou trvání od 1,5 měsíce do 5 v závislosti na nadmořské výšce. Zásoby představují 30 – 60 % celoročního úhrnu srážek. Proto také tyhle zákonitosti vedou hydrology detailněji se zabývat prognózou jarního tání sněhu. Pro formování odtoku z tání sněhu není podstatná výška sněhové pokrývky, ale její tzv. vodní hodnota, která se vyjadřuje v mm vodního sloupce (jako tekuté srážky).

Z dokumentovaného rozdělení ČHMÚ [1] odtoku během roku vyplývá, že maximální odtokové hodnoty na převážné většině českých řek připadají na březen a duben, případně i začátek května v závislosti od polohy a nadmořské výšky daného povodí. Pokud k tomuto odtoku z tání sněhu připočteme důležitý fakt, že v tomto období se vyskytují početné dešťové srážky, které zintenzivní tento proces, může být výsledkem vznik povodní. Na průběh tání a formování těchto povodní má také značný vliv vývoj a rozdělení nárůstu teplot vzduchu – v čase, ploše i nadmořské výšce. Proto je nutné charakteristiky sněhové pokrývky měřit a analyzovat.

Údaje o sněhové pokrývce mohou být poskytovány jak bodovým, tak plošným měřením.

V klimatologické stanici, jakožto představiteli bodového sběru dat, je měřena výška nově napadlého sněhu, celková výška sněhové pokrývky, vodní hodnota celkové sněhové pokrývky a zaznamenává se začátek a konec souvislé i nesouvislé pokrývky. O souvislou sněhovou pokrývku se jedná v případě, kdy půda na pozemku a v nejbližším okolí stanice je alespoň z poloviny pokryta vrstvou sněhu o výšce nejméně 1 cm. Nesouvislá sněhová pokrývka se vyskytuje v případě, kdy vrstva sněhu o výšce nejméně 1 cm pokrývá méně než polovinu plochy staničního okolí. Staničním okolím se rozumí ta část okolí stanice, kterou pozorovatel vidí z měrného pozemku, popř. z budovy stanice.

Vodní hodnotou sněhové pokrývky se rozumí množství vody ve sněhové pokrývce. Vyjadřuje se v mm vodního sloupce. Měří se pomocí velké srážkoměrné nádoby, nebo speciálními přístroji s přesností na desetiny mm.

Vodní hodnota souvislé sněhové pokrývky se zjišťuje jednou týdně (vždy v pondělí) po ukončení ostatních pozorování a měření – v termínu 7 hodin ráno. U nesouvislé sněhové pokrývky se vodní hodnota zpravidla nezjišťuje [2].

ČHMÚ měří zásobu vody ve sněhové pokrývce na více než 300 místech. Měření je pravidelně vyhodnocováno a počítá se množství vody akumulované ve sněhové pokrývce na určitém území (většinou jde o povodí významných nádrží, např. Lipno, Orlík, Nechranice, Vranov apod.) Tyto informace pravidelně předává ČHMÚ státním podnikům Povodí a jejich dispečinky berou tyto informace v úvahu při rozhodování (např. preventivní prázdnění nádrží).

Základní staniční údaje, však neposkytují dostačující informace pro výpočet zásoby vody v rámci většího oblasti. Rozmístění stanic bývá často plošně neúměrné. Proto se hledají způsoby, jak zhustit informaci o sněhové pokrývce v rámci většího celku.

Naskýtá se cesta měření sněhových parametrů pomocí DPZ, jakožto představitele plošného měření. Technika dálkového průzkumu, má výhodu oproti klasickým měřením v tom, že umožňuje snímkovat v průběhu dne i noci a prakticky za jakéhokoliv počasí. Možnost pořízení snímků je velmi vysoká, tudíž existuje možnost získávání relevantních informací o sněhové pokrývce, např. využitím pasivních mikrovlnných systémů.

1 CÍLE PRÁCE

Cílem této diplomové práce je zpracování problematiky sněhové pokrývky na povodí Bečvy z hlediska DPZ, GIS a hydrologického modelování.

Způsobem provedení by se dala práce rozdělit na dvě části, část zaměřenou na DPZ a část věnující se aspektům modelování tání sněhové pokrývky a odtoku tavných vod.

Hlavním aspektem teoretické části by mělo být seznámení s měřením a možnostmi zjišťování charakteristik sněhové pokrývky pomocí metod dálkového průzkumu Země.

Pokud by se nepodařilo získat vhodná satelitní data, kde by bylo vyzkoušeno jejich zpracování, mělo by se přinejmenším jednat o určitou rešerši, která vymezí rámec dalšímu studiu.

Cílem rešeršní části je detailnější zpracování měřicích systémů pro snímání studovaného fenoménu, fyzikálních charakteristik sněhu v jednotlivých částech spektra a možnosti měření parametrů sněhu z hlediska prostorového rozsahu.

Dále by měla být rešerše orientovaná na hydrologickou bilanci povodí a srážkoodtokový (dále jen s-o) proces s důrazem na tání sněhu a jeho modelaci pomocí nejznámějších metod – metody teplotního indexu a energetické bilance.

Přechodem mezi teoretickou a praktickou částí by mohla být rámcová fyzicko-geografická charakteristika studovaného povodí Bečvy a charakteristika použitých programových prostředků s důrazem na modelační nástroje využití v praktické části.

Hlavním úkolem praktické části je sestavení s-o modelu a následného modelu tání sněhu na studovaném povodí Bečvy, který by měl začínat předzpracováním vstupních dat, tvorbou hydrologicky korektního digitálního modelu terénu a konstrukcí říční sítě pomocí nástrojů GIS. Následně pak parametrizací jednotlivých hydrologických procesů a finální modelací s-o procesu ze sněhové pokrývky v prostředí HEC-HMS a HYDROG.

V závěrečné části by měla být provedena diskuze nad využitím metod DPZ a modelace tání sněhu v predikci odtoku ze sněhové pokrývky.

2 DPZ A SNÍH

2.1 ÚVOD

Oblasti pokryté sněhem a ledem patří do souboru zvaného kryosféra. Slovo je odvozené z řeckého krios, což znamená „studený“. Mezi základní složky kryosféry patří: sněhová pokrývka, sladkovodní led (zamrzlá jezera a řeky), mořský led, pevninské a mořské ledové masy (ledovce) a permafrost.

Teplota zemského povrchu se obvykle snižuje se stoupající vzdáleností od rovníku, proto je také kryosféra fenomén, týkající se především oblastí vyšších zeměpisných šířek.

Přítomnost sněhu na Zemi je důležitá v široké škále prostorového i časového měřítka. V lokálním měřítku vstupuje kryosféra do interakce s životním prostředím, což se projevuje pozitivními i negativními směry. V globálním měřítku kryosféra reprezentuje významnou část klimatu.

Sníh je všeobecně vysoce odrazivý vůči krátkovlnnému slunečnímu záření, proto poskytuje jakousi zpětnou vazbu do systému. Každoroční, případně dlouhodobé změny mění rozložení a průtok vody.

Jak bylo uvedeno výše, je většina světových zásob sněhu a ledu vesměs vázána na oblasti velkých zeměpisných šířek, tj. na místa, která jsou často špatně přístupná, kde bývá extrémní klima, a kde polární noci komplikují úlohu sběru dat. Navíc modely globálních změn klimatu (GCM) poukazují na to, že největší změny nastávají právě v těchto velkých zeměpisných šířkách. Proto značná odlehlost kryosféry od center obyvatelstva, její nehostinné prostředí a fakt, že oblasti sněhu a ledu jsou obrovské, znamenají, že výzkum je nejvhodnější pomocí metod dálkového průzkumu Země, zejména s využitím satelitních dat. Tyto techniky nabízejí možnost sběru velkého množství informací v krátkém čase. Rychlost zobrazování (pořizování snímků) některých satelitních systémů může být dokonce větší než 100 000 km² plochy za sekundu. Některé systémy dokáží pořizovat záznam skrz oblačnost, jiné zase nejsou postižené denním světlem a můžou snímat i v polárních nocích. Prakticky všechny systémy poskytují data v digitální formě, jsou proto v reálném čase připravená pro následné analýzy obrazu.

Vhodnost využití DPZ s ohledem na sněhovou pokrývku je proto jasná a zřejmá. Kryosféra je monitorována z vesmíru od 60. let minulého století.

2.2 SNÍMÁNÍ ZEMSKÉHO POVRCHU Z HLEDISKA SYSTÉMŮ DPZ

V současné době existují dva základní způsoby snímání zemského povrchu. Konvenčními (klasickými) metodami vznikají snímky fotografické. Fotografie určitého území vzniká tzv. centrální projekcí pomocí objektivů na citlivých fotografických vrstvách. Obraz na celé ploše vznikne najednou v době expozice. Nekonvenčními metodami vznikají snímky postupně, tzv. řádkováním za pomoci přístrojů na měření radiace – radiometrů a skenerů. Skenery snímají zemský povrch postupně po úzkých řádcích. Tyto obrazové záznamy (imagery) jsou poskytovány v naprosté většině případů v digitální podobě, která umožňuje jejich automatické zpracování.

Podle zdroje elektromagnetického záření, které je nositelem informace o objektech zkoumaných na dálku, lze metody DPZ dělit na aktivní a pasivní.

Pasivní metody se pak dále dělí na přímé a nepřímé. U pasivních metod přímých je zdrojem informace záření Slunce odražené od zemského povrchu. U nepřímých metod jsou zdrojem měření záření vyzařované objekty na zemském povrchu nebo v atmosféře.

U aktivních metod je vytváření obrazového záznamu pomocí zdroje, který není přirozeného původu. Záření je aktivně (uměle) vysíláno ze zdroje umístěného na nosiči (radar)[3].

2.2.1 Letecké snímkování

V rámci využití metod DPZ šlo o historický prototyp. Letecké snímkování patří mezi konvenční (fotografické) metody. Je charakterizované jako pasivní zobrazovací technika, která má operační rozsah ve viditelné (VIS) a blízké infračervené (NIR) části spektra (přibližně od 0,3-0,9 μm). Mezi hlavní přednosti patří úplný (z hlediska obsahu) a bezchybný pohled shora, který nepodléhá generalizaci a je schopen ukázat detailní pohled na sněhovou pokrývku, kde lze podle struktury zjistit přítomnost nečistot a tím pádem i stáří sněhové pokrývky. Navíc dokáže podat informaci o okamžitém stavu procesu tání, například formou dynamiky prostorového rozšíření. Nevýhody jsou vcelku nasnadě: nemožnost pořizovat snímky v noci a v oblačnosti. Tyto metody jsou v dnešní době dávno překonané.

2.2.2 Elektrooptické systémy

Elektrooptické systémy obsahují měřicí prvek – radiometr, který měří radiaci z určité elementární plochy zemského povrchu v určitém intervalu spektra. Výsledkem práce tohoto zařízení je digitální obrazový záznam, který má podobu matice dat (počet řádků a sloupců). Daný řádek a sloupec definuje jeden obrazový prvek (pixel).

Systémy využívají řádkového pole detektorů CCD umístěné v ohniskové rovině optiky. Detektory jsou velmi malé, a každý registruje záření z plochy jednoho pixelu. V zorném poli je neustále jedna; řádka, spojitě postupující ve směru letu. Téměř všechny systémy dnes pracují jako multispektrální – což je oproti konvenční metodě nepřekonatelná výhoda.

2.2.2.1 Elektrooptické systémy ve VIS a NIR části spektra

Systémy umožňují pracovat i v multispektrálním režimu. Díky propracované teorii spektrálního chování objektů je možné využít automatických metod rozpoznávání objektů – klasifikaci. Hlavní oblastí aplikace systémů ve VIS a NIR části spektra je produkce tematických map, zaměřených převážně na studium vegetace a využití půdy (projekty MARS, FIRS, CGMS, PELCOM, CORINE LAND COVER, TERRIS, MOLAND). Mezi nevýhody patří obdobně jako u klasické fotografie nutnost snímkovat přes den a za jasné oblohy. Limitujícím je také fakt, že senzory mohou být při velkých hodnotách jasu osvětleny (nasyceny světlem za prahovou hodnotu), což je případ sněhové pokrývky, která vykazuje vysoké hodnoty odrazivosti.

Prostorový rozsah sněhové pokrývky je monitorován na snímcích družic NOAA využívajících optické (VIS a NIR) části spektra od roku 1966. Snímky v této části spektra poskytují informace pouze o rozsahu sněhové pokrývky, nikoliv o mocnosti.

2.2.2.2 Elektrooptické systémy v termální části IR spektra

Jelikož v těchto vlnových délkách převažuje vlastní vyzařování objektů nad odraženým slunečním zářením je hlavním důvodem měření především získání teplotních vlastností tělesa (jasová teplota). Z termálních snímků lze získat charakteristiky území, které jsou klasickými

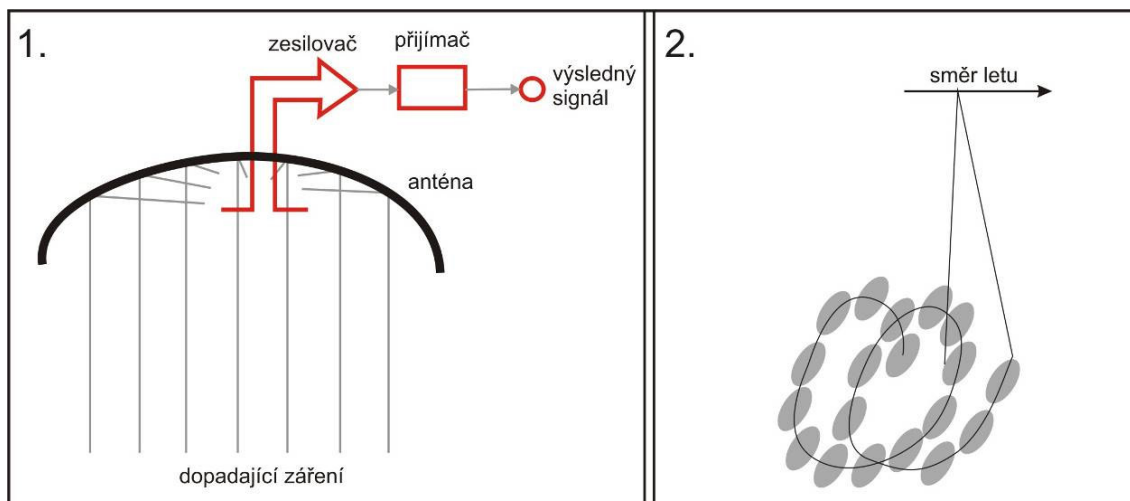
metodami zjistitelné pouze bodovým měřením. I když se vyznačují menší prostorovou rozlišovací schopností, lze termální snímky vytvářet ve dne i noci.

2.2.3 Pasivní mikrovlnné snímání

Metodami pasivního mikrovlnného snímání je měřena přirozená dlouhovlnná energie vyzářená objekty na zemském povrchu. Tyto systémy pracují na podobném principu jako termální skenery a radiometry (obrázek 1). Bohužel, interpretace snímku je poněkud obtížnější pro velký podíl šumu. Prostorové rozlišení je taktéž podstatně horší oproti TIR systémům. Podstatnou výhodou je nezávislost na podmínkách počasí. Tyto systémy nacházejí velké uplatnění při mapování rozsahu mořského ledu a především při mapování rozsahu a mocnosti sněhové pokrývky a zjišťování průběhu tání sněhu.

Díky principu pasivního mikrovlnného snímání, který spočívá v přímé závislosti mezi tloušťkou a pohlcováním dlouhovlnného záření, lze měřit mocnost sněhové pokrývky, což použitím výše uvedených systémů nelze. Jasová teplota měřená mikrovlnným radiometrem je nepřímo úměrná mocnosti sněhové pokrývky. Většina algoritmů používaných pro sestavování map rozsahu a mocnosti sněhové pokrývky je založena především na empirických vztazích.

Snímky z radiometru SMMR na družici Nimbus zaznamenávají jasovou teplotu na frekvenci 18 a 37 GHz. Sněhová pokrývky absorbuje na nižší frekvenci méně záření. Čím mocnější sněhová pokrývky budou, tím větší bude rozdíl jasových teplot při 18 a 37 GHz. Tato metoda má také své nevýhody – mapuje sněhovou pokrývku o mocnosti 5-70 cm, tzn., že oproti reálným podmínkám může podhodnocovat její rozsah [3]. Tuto metodu taktéž nelze využít pro mapování sněhu, který se nachází na ledovcovém příkrovu (Antarktida, Grónsko, severní části Kanady).



Obr. 1: Schématické znázornění mikrovlnného radiometru (vlevo) a kónického skenování povrchu (vpravo) (upraveno podle [4]).

2.2.4 Laserové skenování

Laserové skenování patří mezi jednoduché aktivní systémy. Slouží především k vytváření modelu terénu. Výhodou je aplikovatelnost ve dne i v noci a také prakticky nulové omezení, které by mohlo být způsobeno nepříznivými povětrnostními podmínkami.

Základní komponentou je laserový skener. K určení 3D polohy bodu slouží časový interval mezi vysláním a přijetím infračerveného laserového paprsku. Díky změně intenzity signálu je možno určit charakter objektu, od kterého se signál odrazil. Ze zaznamenaných charakteristik je možno vypočítat jednak DEM, ale i digitální model povrchu a výšku vegetačního krytu (budovy).

2.2.5 Radarová altimetrie

Radarová altimetrie má podobný princip jako laserové skenování. Ve své podstatě jsou radarová měření také měření vzdálenosti. Signál je vyslán z nosiče kolmo k zemskému povrchu. Metoda obvykle pracuje s frekvencí 10 GHz, což je výhodou při průchodu mraky. Nevýhodou je ovšem měření v terénu s velkou výškovou členitostí, kde se projevuje indukční chyba sklonu [4].

2.2.6 Radarový hloubkoměr (Radio echo-sounding)

Tato technika je využívána v arktických oblastech k měření ledovců případně ledovcových ker. Bere v úvahu skutečnost, že led je dobře průhledný frekvencím v pásmu VHF (radiové frekvence mající rozsah 30 – 300 Mhz, více [55]).

Obdobně jako u laserového skenování je měřena doba mezi prvním (od povrchu ledovce) a posledním odrazem (zemský povrch). Následně lze odvodit tloušťku ledové kry.

2.2.7 Zobrazovací radarové systémy

Zobrazovací radarové systémy patří mezi aktivní systémy. Princip radaru je jistě dostatečně známý – vyslání krátkého a intenzivního signálu určitým směrem a zaznamenání části signálu (echa) navraceného po jeho odrazu od objektu. Velikou výhodou radarového záření je schopnost šířit se atmosférou téměř za jakýchkoliv podmínek a dokonce i průchodnost do určité hloubky pod povrch. Odrazové vlastnosti povrchů jsou formovány především drsností a vodním obsahem a svými dielektrickými vlastnostmi [3]. Ze všech systémů je radarový signál – konkrétně pásmo L ($\lambda = 15\text{--}30$ cm) a X ($\lambda = 2,5\text{--}3,75$ cm) asi nejvhodnější pro studium charakteristik sněhové pokrývky. Intenzita echa je ovlivňována stářím, kvalitou sněhové pokrývky a obsahem znečišťujících příměsí.

2.3 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI SNĚHU

Jelikož metodami dálkového průzkumu Země jsou získávány informace o objektech a jevech na dálku, vyžadují tvorbu hypotéz o povaze zemského povrchu. Silovým polem, jehož charakteristiky se zaznamenávají na senzorech nosiče, je elektromagnetické záření. Podstatou je vytvořit vazbu mezi charakteristikami záření a relevantními fyzikálními vlastnostmi povrchů, příp. látek. Je proto nezbytné uvést fyzikální vlastnosti vody, jakožto hlavní „suroviny“ kryosféry.

2.3.1 Základní fyzikální charakteristika

Sních je ve své podstatě směs ledových krystalů, kapalné vody a vzduchu. Na zemském povrchu tvoří výsledek působením 3 činitelů: atmosférických srážek, větru a mechanického přenosu.

Základní fyzikální veličinou, kterou popisujeme sněhovou pokrývkou, je *hustota* ρ_s . Obvyklé hodnoty se pohybují v rozmezí $0,2 - 0,6 \text{ kg.m}^{-3}$ pro různé „typy“ sněhové pokrývky, ale může nabývat i hodnot menších než $0,1 \text{ kg.m}^{-3}$, jestliže se sních tvoří za velmi chladných podmínek. Nejmenší hustotu má čerstvě napadlý sních. Se stárnutím sněhu roste jeho hustota – výsledek zhutňování (činitelé: vítr, gravitace) a teplotní metamorfózy. Tento proces lze vyjádřit rovnicí [5]:

$$\rho(t) = \rho_0 (1 + t)^{0,3} \quad (2.1)$$

kde, t celkový počet uplynulých dnů od srážek

ρ_0 konstanta, vyjádřená hodnotou $0,1 \text{ kg.m}^{-3}$

Z rovnice plyne, že měsíc starý sních dosahuje hustoty $0,3 \text{ kg.m}^{-3}$, po roce už $0,6 \text{ kg.m}^{-3}$.

Nejvýznamnějším parametrem vyjadřujícím vnitřní strukturu sněhu je *zrnitost* (velikost krystalu). Zrnitost je definována poloměrem ledového krystalu. Nabývá hodnot mezi $0,1$ až $0,3 \text{ mm}$ (hodnota $0,01$ značí čerstvý sních o malé hustotě). Sněhová pokrývka může také vykazovat různé nehomogenity. Je to výsledek kolísání hustoty (např. táním a opětovným

zamrzáním) a následným vznikem větších či menších makroskopických dutinek v ledových krystalech.

Jestliže je teplota sněhu menší než 0°C , je nepravděpodobné, že obsahuje nějakou kapalnou vodu. Sních v takovém stavu je označován jako *sypký* (dry snow). Při teplotě vyšší než 0°C , kdy je ve sněhu kapalná voda obsažena, je sních označován jako *mokrý*. *Mokrost* sněhu je definovaná jako podíl kapalně vody ve sněhové pokrývce a vyjadřuje se v %. Obvykle dosahuje 0,1 – 10% z celkového objemu. Jednotkový objem mokrého sněhu obsahuje množství $w\rho_w$ kapalně vody (ρ_w je hustota kapalně vody, w představuje mokrost sněhu). Potom $\rho_s - w\rho_w$ je množství ledu. *Stupeň zhutnění* ledových krystalů ve sněhové pokrývce je dán:

$$n = \frac{\rho_s - w\rho_w}{\rho_i v} \quad (2.2)$$

kde, ρ_s hustota sněhu $[\text{kg.m}^{-3}]$
 ρ_i hustota ledu $[\text{kg.m}^{-3}]$
 v objem $[\text{m}^3]$
 vychází z předpokladu, že ledové krystaly jsou tvaru koule o poloměru r , odtud:

$$v = \frac{4}{3}\pi r^3 \quad (2.3)$$

Dosazením do vzorce bylo zjištěno, že stupeň zhutnění sypkého sněhu nabývá hodnot v řádu 10^9 krystalů/ m^2 .

Související charakteristikou k hustotě je *sněhová pórovitost*. Je definována jako množství celkového objemu sněhu, které je vyplněné vzduchem. Stanovuje rozsah, do jaké míry může vzduch pronikat sněhovou pokrývkou. Pro mokrý sních lze hodnotu vypočítat ze vztahu:

$$p = 1 - \frac{\rho_s - w(\rho_w - \rho_i)}{\rho_i} \quad (2.4)$$

numericky jako $p \approx 1 - 1,091\rho_s - 0,091w$

Jestliže kapalná voda obsažená ve sněhu je rozmístěna spojitě, tzn. „cestičky“ kapalné vody je možné propojit, pak se mokrý sních označuje jako *funikulární (provazcovitý)*. Pokud tomu tak není a kapalná voda vytváří nesouvislé plochy, mokrý sních se označuje jako *pendulární*. Přejchod mezi těmito stavy (pendulární na funikulární) nastává, když w nabývá aspoň 7%. Celkové množství vody obsažené ve sněhové pokrývce je vyjadřováno pomocí *vodního ekvivalentu sněhu (SWE) d_w* . SWE je definován jako výška vody ve válci, která by se vytvořila, kdyby všechny sních a led roztál. Je to vlastně míra obsahu vody na jednotku plochy sněhové pokrývky. Je dán jako [mm]:

$$d_w = \frac{1}{\rho_w} \int_0^d \rho_s dz \quad (2.5)$$

Jestliže je hustota rovnoměrně rozložená v celé ploše, lze rovnici zjednodušit do tvaru:

$$d_w = \frac{\rho_s}{\rho_w} d \quad (2.6)$$

Hodnota SWE obvykle představuje třetinu celkové výšky sněhu.

2.3.2 Geometrie povrchu

Geometrie povrchu představuje důležitou součást charakteristik v souvislosti interakce elektromagnetického záření s povrchem. Geometrické vlastnosti souvisejí především s *drsnotí* povrchu. Mezi nejpoužívanější měření míry drsnosti povrchu patří střední kvadratická chyba RMS [54], která udává odchylku výškových nerovností povrchu. Nabývá hodnot od 0,5 – 30 mm podle prostorového rozlišení [4]. Zpřesněním RMS výškových nerovností povrchu pomocí autokorelační funkce se dá zjistit prostorová distribuce výškových nerovností terénu.

2.3.3 Tepelné vlastnosti sněhu

Tepelné vlastnosti sněhu mají svou důležitost v případech, kdy sněhová pokrývka a teplota vstupují do procesu radiační bilance povrch – atmosféra. Je-li uvažován třeba fenomén tání sněhové pokrývky nebo odtok vody z povodí. Skupenské teplo tání ledu je 334 kJ.kg^{-1} , tzn. na roztavení 1 cm vody ve vodním sloupci z 1 m^2 sněhové pokrývky o teplotě 0°C je potřeba dodat teplo 3,34 MJ. *Tepelná kvalita* (jakost) sněhové pokrývky je definována jako poměr tepla potřebného k roztátí sněhu a tepla potřebného k roztátí stejného množství ledu o teplotě 0°C . Tepelná kvalita je zeslabována přítomností vody ve sněhové pokrývce a zvyšována teplotou pod bodem mrazu. Pro snůh, který má tepelnou kvalitu 1, je výška vody roztátá srážkami o výšce d_r dána poměrem:

$$\frac{d_r T_r c_w}{L} \quad (2.7)$$

kde,	d_r	výška srážek (vodní sloupec)	[mm]
	T_r	teplota srážek	[K]
	c_w	měrná tepelná kapacita vody	$[\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}]$
	L	skupenské teplo tání ledu	[J]

Pro teploty srážek T_r , vyjádřené ve $^\circ\text{C}$ je vzorec přibližně [5]:

$$\frac{d_r T_r}{80} \quad (2.8)$$

Uvážíme-li, že tání sněhu vznikající oblevou (zvýšením teploty) je častější než tání z kapalných srážek, je obvyklý postup měření takový, že tání sněhové pokrývky, v cm vody ve válci, je vztaženo k celkovému počtu *degree-days* (myšleno jako teplotní faktor) dnů oblevy prostřednictvím koeficientu α , který má typickou hodnotu $0,5 \text{ cm/degree-day}$, ale může být odhadnutý přesněji na základě vzorce [4]:

$$\alpha = f(1 - r)\cos\theta \quad (2.9)$$

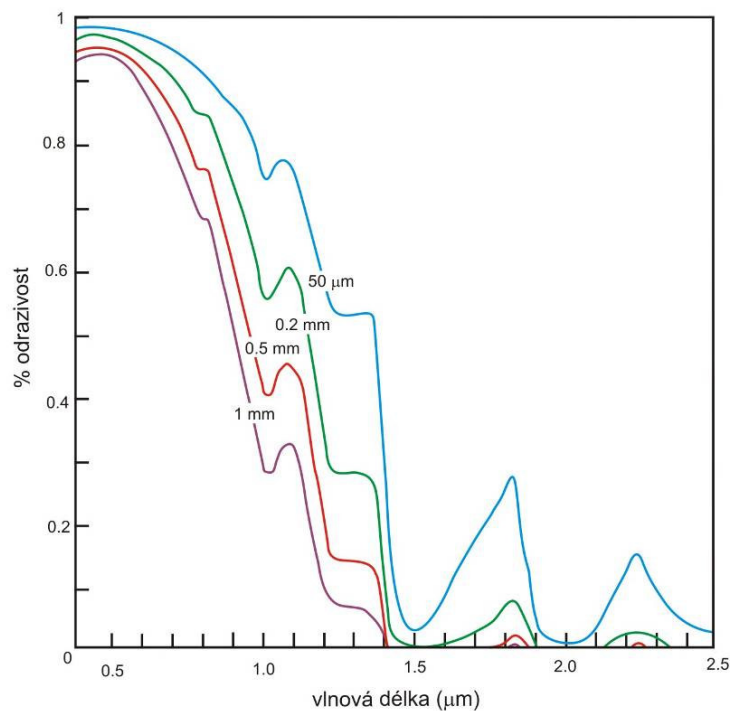
kde,	r	albedo povrchu	[%]
	θ	zenitový úhel Slunce	[°]
	f	konstanta, pro kterou byla navržena hodnota 1,25 cm /degree-day	

Měrná tepelná vodivost sněhu je přímo úměrná hustotě. Pro hustoty $0,1 \text{ mg.m}^{-3}$ je typická hodnota $0,05 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, pro hustotu $0,3 \text{ mg.m}^{-3}$ je typická hodnota $0,13 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ a pro hustotu $0,5 \text{ mg.m}^{-3}$ je to kolem $0,44 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$.

2.3.4 Elektromagnetická charakteristika sněhu v optickém a blízkém-infračerveném pásmu

Čerstvý sněh je v optické a blízké-infračervené části spektra vysoce odrazivý. Důvod pro tohle tvrzení leží v dielektrických vlastnostech ledu a na faktu, že led představující sněh je rozdělen do extrémně malých částíček, kterých je uspořádáno přibližně $10^9/\text{m}^2$. *Absorpční délka* definuje vzdálenost, kterou musí záření urazit, aby jeho intenzita byla zeslabena o koeficient e jako výsledek samotné absorpce. Absorpční délka viditelného záření v ledu je v řádu 10 m, což znamená, že při pronikání do sněhové pokrývky, která má mocnost 2 m, má foton mizivou šanci, aby byl absorbován. Foton při průchodu sněhovou pokrývkou čelí tisícům srážkám rozhraní atmosféra-led s pravděpodobností kolem 0,02%, že se odrazí zpátky do prostoru po každém takovém střetu. Je téměř jisté, že foton bude rozptýlen zpátky do atmosféry. Potom ani absorpční ani odrazové charakteristiky ledu se nebudou významně měnit v celém spektru viditelného záření.

Tento důvod, který je rozvinutý více Reesem [4], také naznačuje, že odrazivost sněhové pokrývky by měla být menší, jestliže bude větší zrnitost (drsnot), zatímco počet srážek fotonů na rozhraní atmosféra-led a také možnosti rozptylu budou sníženy. Kromě toho, celkové zvýšení absorpce (tzn. menší absorpční délka) u delších vlnových délek, naznačuje odpovídající snížení odrazivosti v těchto vlnových délkách. Tento jev je dále vysvětlen na obrázku 2. Ukazuje srovnání intenzity odrazivosti na velikosti zrn ve viditelném pásmu a vysoký stupeň citlivosti v pásmu kolem $1,0$ až $1,3 \text{ }\mu\text{m}$.



Obr. 2: Spektrální odrazivost hlubokého sněhu pro různé velikosti ledového krystalu (upraveno podle [4]).

Odrazivost sněhu nemusí přímo záviset na hustotě. Jestliže procesy, které způsobují zvyšování hustoty v čase (vyjádřené v rovnici 2.1), vedou také ke zvětšování velikosti zrna je výsledkem snížení odrazivosti. Jak sněhová pokrývka stárne, pokrývá se různými nečistotami a může snižovat svou odrazivost. Jestliže albedo čerstvého sněhu přesahuje 90%, potom tahle hodnota může klesnout v důsledku stárnutí sněhu na 40% a pro „špinavý“ sních dokonce až pod 20% [5].

Je jasné, že tohle platí pouze v případě, kdy je sněhová pokrývka dostatečně mocná. V opačném případě by fotony při průchodu tenkou pokrývkou proletěly skrz, aniž by byly rozptýleny. Pro stanovení množství rozptýleného záření byla stanovena *délka rozptylu* pro sněhovou pokrývku. Představuje vzdálenost, kterou musí záření projít skrz médium, dříve než je intenzita záření zredukována rozptylem o koeficient e ve směru šíření (analogicky jako délka absorpce). *Optická mocnost* sněhové pokrývky potom představuje podíl mocnosti sněhové pokrývky a délky rozptylu. Značí míru neprůhlednosti (opacity). *Optická mocnost* především závisí na vodní hodnotě sněhu.

Přítomnost kapalné vody ve sněhové pokrývce nemá velký vliv na odrazivost. Absorpce elektromagnetického záření ve vodě je podobná jako v ledu pro VIS a NIR část spektra. Na druhou stranu, přítomnost kapalné vody má nepřímý efekt na optické vlastnosti, podporuje

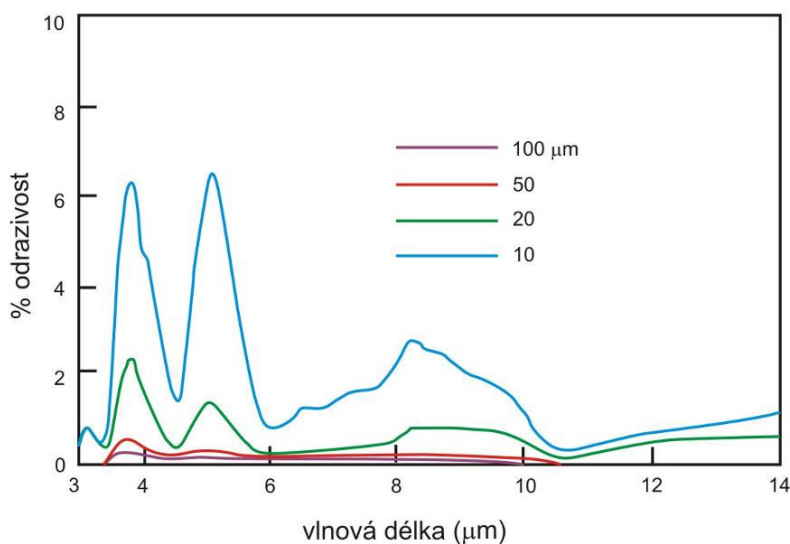
shlukování ledových krystalů, což vede k větší drsnosti, a proto k menší odrazivosti. Green et al. (2002) [4] prezentuje modelovou simulaci, která vede k úvaze vlivu drsnosti a obsahu kapalně vody na odrazivost sněhu. Výraznější změna v absorpčních vlastnostech díky přítomnosti kapalně vody nastává u vlnových délek kolem $1\text{ }\mu\text{m}$.

Odrazivost sněhové pokrývky je anizotropní, se zvýšeným rozptylem (zrcadlovým) způsobeným odrazem od ledových krystalků. Některé odborné práce datující se do dnešní doby, bohužel, tento efekt opomíjejí [4], třebaže je poměrně důležitý při výpočtu albeda zasněženého povrchu.

2.3.5 Elektromagnetické vlastnosti v termálním pásmu

V tepelném IR pásmu není odrazivost sněhu zdaleka tak vysoká. Obrázek 3 ukazuje změny v odrazivosti u vlnových délek $2 - 14\text{ }\mu\text{m}$ a zrnitosti $10 - 100\text{ }\mu\text{m}$. Pro velikost zrn větších než $100\text{ }\mu\text{m}$ nepřekročí hodnota odrazivosti 1% v celém pásmu.

Zářivá schopnost sypkého sněhu v tepelném IR pásmu dosahuje velmi vysokých hodnot. V této části elektromagnetického spektra, je absorpce ledu vysoká, s maximem kolem $10\text{ }\mu\text{m}$. Také struktura sněhu zvyšuje tendenci chovat se jako absolutně černé těleso (tj. emisivita jdoucí k 1).



Obr. 3: Spektrální odrazivost sněhu v tepelné části spektra (podle [4]).

2.3.6 Elektromagnetické vlastnosti v mikrovlnné části spektra

Úhel dopadu radarového signálu je úhel, který svírá rovina snímaného povrchu s normálou vedenou v místě dopadajícího paprsku. V případě plochého terénu se rovná pohledovému úhlu [3]. Úhel, pod jakým radarový paprsek dopadá na snímaný povrch, a dielektrická konstanta sněhu nejvíce ovlivňují odražené záření (echo).

Čím větší je rozdíl mezi dielektrickou konstantou sněhu a vnějšího média (vzduchu), tím větší bude odrazivost. Dielektrická konstanta je složena ze 2 částí – reálné a imaginární. Reálná část je u ledu téměř konstantní v celé části mikrovlnného spektra, s přibližnou hodnotou 3,17. Tudíž, reálná část dielektrické konstanty sypkého sněhu závisí jenom na jeho hustotě. Je to vyjádřeno matematicky jako [4]:

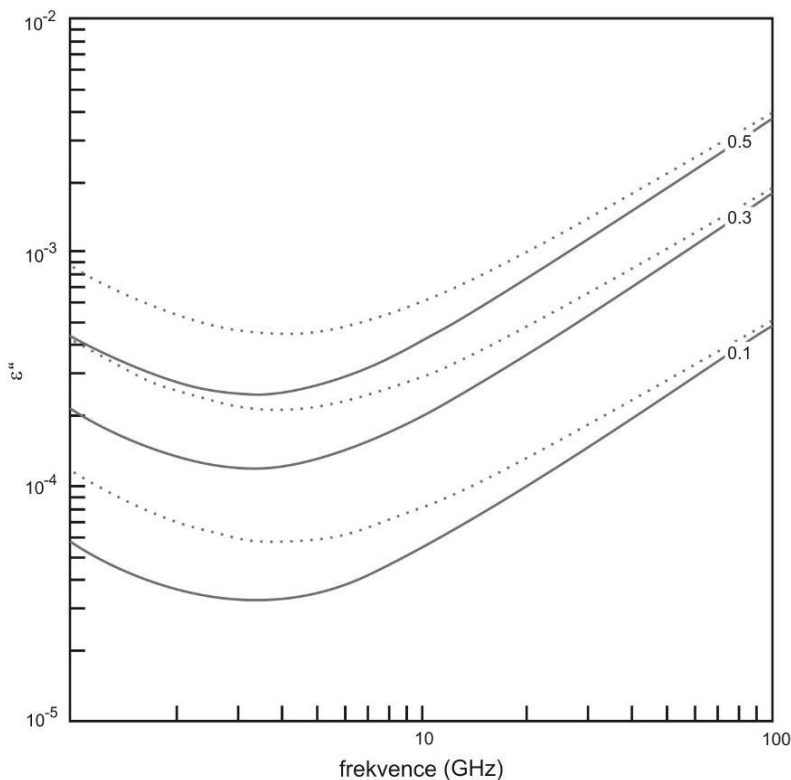
$$\varepsilon' = 1 + 1.9\rho_s \quad (2.10)$$

kde, ρ_s hustota sněhu $[\text{kg.m}^{-3}]$

Reálná část dielektrické konstanty o typické hustotě sypkého sněhu $0,3 \text{ kg.m}^{-3}$ je tedy přibližně 1,57.

Imaginární část, která stanovuje stupeň absorpce, je pro syký sních velmi malá, vykazuje určitou závislost na teplotě.

Kvůli malým hodnotám absorpčního koeficientu, je šíření mikrovlnného záření v sykém sněhu většinou přímo úměrné rozptylu. Na obrázku 4 je znázorněna prognóza modelu imaginární části dielektrické konstanty sypkého sněhu různé zrnitosti.



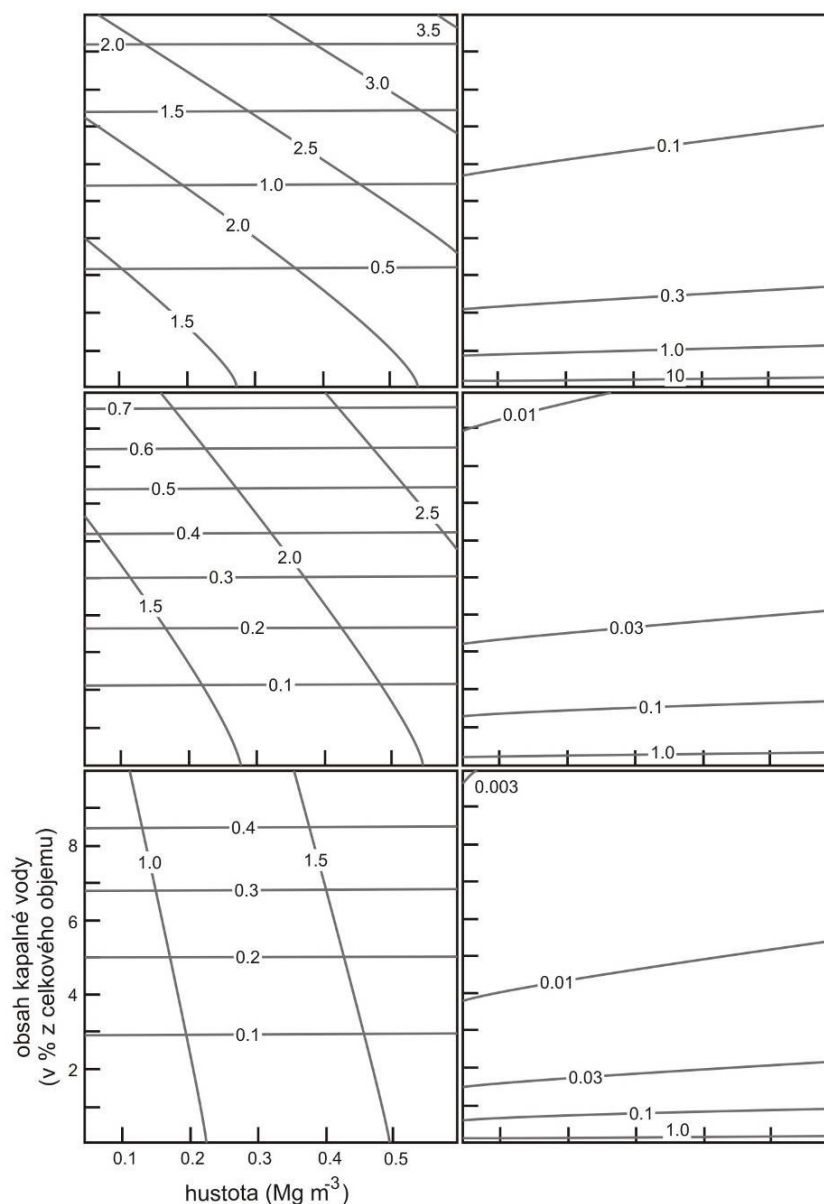
Obr. 4: Prognóza semiempirického modelu imaginární části dielektrické konstanty (ϵ'') sypkého sněhu různé zrnitosti. Tmavé křivky jsou pro teplotu -15°C a tečkované pro teplotu -5°C (upraveno podle [4]).

Závislost na zrnitosti (drsnoti sněhové pokrývky) je v opačném významu než jaká bývá pozorována ve VIS pásmu, kde je velikost krystalu r mnohem větší než vlnová délka a spektrální odrazivost je úměrná r^2 . V případě mikrovlnného záření je velikost zrna výrazně menší než vlnová délka a spektrální odrazivost je úměrná r jdoucího k šesté mocnině (případ Rayleighova rozptylu).

Dielektrické vlastnosti mokrého sněhu v mikrovlnné části spektra byly dobře zhodnocené Hallikainenem a Winebrennerem (1992) [4]. Navrhovali empirické modely pro frekvence mezi 3 až 15 GHz. Tyto modely jsou poněkud komplikovanější, proto se stačí zmínit jenom o veličinách, které do modelu vstupují: frekvence (f), obsah kapalné vody z celkového objemu sněhu (w) a množství ledu na jednotku objemu sněhu (ρ_{ds}).

Význam je ukázán na obrázku 5, který ukazuje zejména velmi silný efekt malého množství kapalné vody na absorpci. Například, u 10 GHz klesá *délka absorpce* při objemu pouze 2% kapalné vody na několik centimetrů (pro sypký sníh je délka absorpce kolem 1 metru).

Schéma také ukazuje, že imaginární část dielektrické konstanty, a tedy *délka absorpce* jsou jenom slabě závislé na hustotě sněhu dané frekvence a obsahu kapalné vody.



Obr. 5: Vypočítané dielektrické konstanty (nalevo) a absorpční délky (napravo) mokrého sněhu pro frekvenci 3 GHz (nahore), 10 GHz (uprostřed) a 30 GHz (dole). Dielektrická konstanta je charakterizovaná reálnou částí (šikmé linie) a imaginární částí (horizontální linie). Grafy napravo jsou charakterizovány hodnotou absorpční délky v metrech (upraveno podle [4]).

2.3.7 Zpětný rozptyl ze sněhu v mikrovlnné části spektra

Rozptyl záření ze sněhové pokrývky (ve skutečnosti z jakéhokoliv povrchu) závisí na dielektrické konstantě, drsnosti povrchu a na geometrii rozptylu. Pro simulaci povrchového rozptylu bylo vyvinuto mnoho matematických modelů, které byly čistě empirické, ale také založené na fyzikálních zákonitostech. Fyzikálně založené modely jsou poněkud komplikovanější, mají ale větší rozsah použití. Zkoumáním zpětného rozptylu ze sněhové pokrývky, využívající efektu polarizace, se podrobněji zabývaly práce Kendry et al. (1998) [6] a Koskinena (2001) [15].

2.3.8 Mikrovlnné záření sněhu

Sypký snůh je poměrně transparentní pro mikrovlnné záření a zeslabení je zpravidla ovládáno rozptylem. Důsledkem toho vzniká tepelné záření v nižších vrstvách sněhové pokrývky. Proto by sněhová pokrývka neměla být charakterizována jednoznačnou hodnotou emisivity. Tato úloha je ještě složitější, protože teplota sněhové pokrývky není přímo úměrná hloubce. Je to příčina zpoždění konduktivity tepla profilem sněhové pokrývky. Jestliže by sněhová pokrývka byla v celém profilu konstantní a vedení tepla přímo úměrné hloubce, pak by množství emisivity záviselo na zmíněné hloubce, dielektrické konstantě ledu a velikosti krystalu. Větší krystaly by vedly k mnohem menšímu rozptylu, a proto také k nízkým hodnotám emisivity. Teoretická měření sněhové pokrývky o mocnosti 20 m a teplotě 250 K v Arktidě [4] ukázaly, že pro frekvenci 10,7 GHz a velikosti krystalu 0,2 mm je zářivá teplota povrchu okolo 250 K, při velikosti 1 mm je už kolem 150 K a pro 5 mm krystaly jenom 10 K.

Vliv zrnitosti na emisivitu sněhu byl zkoumaný v oblastech tajgy a tundry [4]. Nad povrchem, který byl tvořený jemnozrnným materiálem ležela mocná vrstva zhutnělého hrubozrnného sněhu. Pro frekvenci 18 GHz byla naměřena emisivita 0,96-0,98 (při vertikální polarizaci) a 0,93-0,98 (při horizontální polarizaci) na povrchu sněhové pokrývky a 0,90-0,94 (vertikální), respektive 0,80-0,89 (horizontální) pro hluboký zhutnělý snůh. Na frekvenci 37 GHz byl rozdíl poněkud zřetelnější: Emisivita na povrchu sněhu byla kolem 0,83-0,97 zatímco v hlubších částech už jenom 0,65-0,72 (vertikální) a 0,60-0,68 (horizontální). Údaje byly měřeny při úhlu dopadu radarového signálu (úhel incidence) 50°.

Efekt polarizace a úhlu dopadu radarového signálu je ukázán v tabulce 1. Vypočítané hodnoty emisivity jsou zprůměrované ze tří stanovišť na Antarktidě. Data naznačují monotónní pokles emisivity se vzrůstajícím úhlem dopadu paprsku při horizontální polarizaci, zatímco při vertikální polarizaci má emisivita maximum kolem 50° , kdy lze odražené záření považovat zcela za polarizované (Brewsterův úhel).

úhel dopadu [$^\circ$]	5.2 GHz		10.3 GHz	
	V	H	V	H
10	0,88	0,85	0,84	0,82
20	0,87	0,85	0,84	0,81
30	0,90	0,83	0,85	0,80
40	0,91	0,81	0,87	0,78
50	0,91	0,78	0,88	0,75
60	0,91	0,75	0,88	0,71
70	0,87	0,70	0,85	0,66
80	0,71	0,56	0,71	0,54

Tab. 1: Měření emisivity sněhu (firn) v Antarktidě pro různý úhel dopadu, frekvenci a polarizaci (podle [4]).

Účinek částečného tání sněhové pokrývky na mikrovlnné záření je výrazný. Přítomnost mokrého sněhu snižuje množství vyzařování sněhu ve prospěch zvýšení vyzařování povrchu a zvyšuje emisivitu [7]. Pro frekvenci 37 GHz je zářivá teplota (výsledek procesu tání) větší než 50 K [4]. Ve vyšších frekvencích se zářivá teplota zvyšuje už jen nepatrně.

2.4 MĚŘENÍ PARAMETRŮ SNĚHOVÉ POKRÝVKY POMOCÍ DISTANČNÍCH METOD

Z pohledu získávání obrazových materiálů je účelné využít systémů pracujících ve VIS, NIR (vysoké albedo sněhu) a mikrovlnné (nízká jasová teplota) části spektra, protože v těchto oblastech má sních výrazné charakteristické vlastnosti, které ho činí snadněji detekovatelným.

Vůbec první snímek zaměřený na problematiku sněhu byl pořízený už v roce 1960 družicí TIROS-1. Od roku 1966 je sněhová pokrývka nepřetržitě monitorována pomocí systémů operujících ve VIS a NIR části spektra a od roku 1978 je využíváno i spektra mikrovlnného. Tyto oblasti spektra mají pro studium sněhu své výhody i nevýhody. Elektrooptické systémy pracující ve VIS a NIR mají obecně lepší prostorovou rozlišovací schopnost, ale jsou limitovány denním měřením a oblačností. Mikrovlnné systémy mají naproti tomu horší prostorovou rozlišovací schopnost, zato jsou využitelné v průběhu dne i noci. Obecně se pro hydrologické aplikace spíše využívají radarová data.

Obecným problémem distančního přístupu je skutečnost, že výskyt sněhové pokrývky je často situován v lesnatém a hornatém terénu, což znesnadňuje měření [4].

2.4.1 Prostorový rozsah

Následující metody měření a rozpoznávání sněhové pokrývky pomocí nástrojů DPZ jsou řazeny s ohledem na prostorový rozsah měření.

2.4.1.1 Velké měřítko

VIR (viditelné a blízké infračervené) zobrazování

Vzhledem ke skutečnosti, že sních má vysokou odrazivost pro vlnové délky do 0,8 μm je poměrně dobře detekovatelný vůči okolnímu povrchu. Při zobrazení jedním kanálem jde celkem jednoduše zvolit hodnotu prahu, jenž odliší povrch se sněhem a bez něj. Ovšem reálná situace je mnohdy poněkud komplikovanější, jelikož detekce záleží na různých faktorech (geometrie povrchu, potencionální záměna sněhu a oblačnosti apod). Mnohem lepším

nástrojem je využití spektrálního indexu, jehož cílem je na základě znalosti spektrálního chování zvýraznit sněhovou pokrývku v obraze. Spektrální indexy zahrnují skupinu poměrně jednoduchých aritmetických operací s dvěma či více pásmy multispektrálního obrazu. *Normalizovaný diferenční index sněhu* NDSI dává do vztahu odrazivost povrchů ve VIS a NIR části spektra. V rámci využití kanálů Landsatu TM je definován jako [4]:

$$NDSI = \frac{r_2 - r_5}{r_2 + r_5} \quad (2.11)$$

kde r_2 odrazivost v pásmu 2 (vlnové délky se středem 0,57 μm)
 r_5 odrazivost v pásmu 5 (vlnové délky se středem 1,65 μm)

Pokud je hodnota NDSI větší než 0,4, jedná se o přítomnost sněhu. Jelikož optimální prahová hodnota kolísá v průběhu roku, bylo využito terénního měření kolem Abiska ve Švédsku, které tuto hodnotu upravily pro červen 0,48 a září dokonce 0,60 [4].

Využitím kombinace NDSI (pro lepší vizualizaci jsou využity kanály 2, 4 a 5) a kanálu ETM+ lze prostorové rozlišení (které má jinak Landsat TM 30 m) zlepšit na 15 m tak, že je lokální práh nastaven pro panchromatické pásmo ETM+. Tímhle jsou „zvýrazněny“ i menší plochy sněhu (Vogel 2002). Pro lepší vizualizaci a omezení šumu se doporučuje jako topografický podklad digitální model terénu [4].

Radarové (SAR) zobrazování

Zobrazování radarem SAR má své výhody díky lepšímu prostorového rozlišení, nulové citlivosti k oblačnosti a možnosti pořizovat záznamy i v průběhu noci. Problém může nastat při interakci radarového signálu se sněhovou pokrývkou tehdy, pokud je sníh sypký (tzn. vodní hodnota je malá). Tento jev činí sněhovou pokrývku vůči radaru takřka neviditelnou [8]. Problém je eliminován využitím frekvence vyšší než 10 GHz (což pro systémy SAR není vůbec běžné). Dostatečně hluboký sníh (délka utlumení mikrovlny je menší než hloubka sněhu), případně vodní hodnota sněhu aspoň 1%, mají dobrý vliv na „viditelnost“ sněhu, kdy převažuje zpětný rozptyl radarového signálu ze sněhové pokrývky nad rozptylem povrchovým.

Pro detekci přítomnosti mokrého sněhu je využito algoritmu [4]:

$$\sigma_r^0 - \sigma^0 \geq a \text{ AND } b \leq \sigma^0 \leq c \quad (2.12)$$

kde, σ^0 pozorovaný zpětný rozptyl

σ_r^0 referenční zpětný rozptyl (pro povrch bez sněhu nebo suchý sněh)

a, b, c parametry založené na experimentálním měření

Výsledný obraz lze zpřesnit využitím dostatečně přesného digitálního modelu terénu založeného na metodě prahování.

2.4.1.2 Střední měřítko

Ve středním měřítku (prostorové rozlišení je v řádu km) jsou zásady mapování plošného rozsahu sněhové pokrývky obdobné jako u větších měřítek. Nevýhodou je fakt, že obrazový prvek (pixel), který reprezentuje již větší část zemského povrchu, je značně heterogenní a obsahuje často více typů krajiny. Na druhou stranu, zmenšení požadavků prostorového rozlišení vede k většímu záběru snímacího zařízení, což má za následek lepší časové rozlišení pořízených obrazových záznamů.

Nejvyužívanějším systémem pro mapování charakteristik sněhu ve středním měřítku je radiometr AVHRR. Poslední generace tohoto systému, který je v operačním nasazení nepřetržitě od roku 1979, obsahuje kanál, jenž je vhodný pro rozlišení sněhu a oblačnosti (vlnová délka se středem v 1,6 μm). Monitorovací programy využívající AVHRR jsou implementovány např. v Alpách, na území Grónska, v Norsku a ve Velké Británii [4].

Mapování sněhové pokrývky pomocí radiometru AVHRR se v zásadě řídí 2 postupy:

- 1) neřízená klasifikace je následně ručně upravena (posteditací) využívající nepravých barev a lineárních interpolací hodnot normalizovaného diferenčního indexu sněhu
- 2) přítomnost sněhu v pixlu je odhadována vztahem:

$$\frac{N_c - N_w}{N_s - N_w} \quad (2.13)$$

kde, N_c hodnota NDVI

N_w maximální hodnota pro povrch bez sněhu (může se sezónně upravovat)

N_s hodnota pro sněhovou pokrývku (obvykle 0)

Od roku 2000 se obrazové záznamy pořizují také systémem MODIS neseným na družici Terra. MODIS představuje pokročilý AVHRR radiometr, má lepší prostorové rozlišení (250 m) i více kanálů. Pro mapování sněhu využívá kanály 2, 4 a 6 (se středy vlnových délek 0,86, 0,56 a 1,64 μm) a také vegetační index (počítaný z kanálu 1 a 2), který zlepšuje detekci v oblasti hustého zalesnění [4]. *Normalizovaný diferenční index sněhu* je potom definován:

$$NDSI = \frac{r_4 - r_6}{r_4 + r_6} \quad (2.14)$$

kde, r_4 , r_6 značí odrazivost 4, resp. 6 kanálu

Kritérium pro sněhovou pokrývku v oblasti, která není hustě zalesněná, je [4]:

$$NDSI \geq 0,4 \text{ AND } r_2 \geq 0,11 \text{ AND } r_4 \geq 0,10 \quad (2.15)$$

hodnoty prahu jsou nastaveny proto, aby eliminovali vodní plochy (podobné hodnoty NDSI jako sníh).

Další technikou jak vyřešit problém identifikace sněhu v pixlu je využití hyperspektrálních dat. Poprvé bylo tohoto přístupu využito pro detekci sněhu v roce 1993 [4] aplikací dat systému AVIRIS. Pracuje ve 224 pásmech v oblasti spektra od 0,4 do 2,45 μm . Zařízení pořizuje obrazová data z území o šířce 10 km s prostorovým rozlišením přibližně 20 m [3].

2.4.1.3 Malé měřítko

Monitorování sněhu na globální úrovni je samozřejmě dosažitelný využitím technik středního měřítka. Nicméně, zdokonalením dalších nástrojů k docílení vyššího prostorového rozlišení, které je nutné z hlediska pokrytí velké oblasti představuje možnost aplikace pasivního mikrovlnného snímání.

Jak již bylo zmíněno dříve, charakteristickou vlastností sněhové pokrývky je výrazné kolísání emisivity při změně frekvence mikrovlny. Proto vzniklo několik algoritmů, které byly navrženy k využití multifrekvenčních dat.

Metoda Grodyho a Basista [4] vykonává sérii pokusů na datech přístroje SSM/I za účelem identifikace rozptýlu jednotlivých povrchů a k následné eliminaci těch, které nejsou sněhem. Pokus je v jednotlivých krocích definován takto:

$$(T_{22V}T_{85V} > 0) \text{ OR } (T_{19V} - T_{37V} > 0) \quad (2.16)$$

identifikace povrchu pomocí rozptýlu,

$$(T_{22V} > 257) \text{ OR } (T_{22V} - 0.49T_{85V} > 165) \quad (2.17)$$

signalizace srážek,

$$(T_{19V} - T_{19H} > 17) \text{ AND } (T_{19V} - T_{37V} < 10) \text{ AND } (T_{37V} - T_{85V} < 10) \quad (2.18)$$

indikace mrazových pouští (např. v Centrálním Íránu, Tibetská náhorní plošina, Gobi),

$$((T_{22V} - T_{85V} < 8) \text{ OR } (T_{19V} - T_{37V} < 8)) \text{ AND } (T_{19V} - T_{19H} > 7) \quad (2.19)$$

indikace ploch zmrzlého povrchu,

kde, T_{fp} jasová teplota [K] měřená na frekvenci f [GHz] a polarizaci signálu p

Vyloučením oblastí se srážkami vyvstane problém, jestli k analýze využít jenom data získaná pasivním mikrovlnným snímáním, jelikož sněhová pokrývka a srážky mají podobný příznakový prostor [4]. Proto koordinací s termálními daty může být zmíněná dvojznačnost vyřešena. Tenhle postup byl využit družicí DMSP nesoucí sedmikanálový termální radiometr SSM/T, kamerový systém s vysokým rozlišením OLS pro pořizování snímků oblačnosti a mimo jiné taky sedmikanálový mikrovlnný radiometr SSM/I pro stanovení sněhové pokrývky a ledu [9].

Další metody vhodné pro vymezení plošného rozsahu sněhové pokrývky mohou být odvozeny modifikací algoritmů pro měření výšky sněhu. Například Hall počítá výšku sněhové pokrývky [mm] ze vztahu [4]:

$$SD = 15,9(T_{19H} - T_{37H}) \quad (2.20)$$

Pixel je mapován jako sních, jestliže:

$$SD > 80 \text{ AND } T_{37V} < 250 \text{ AND } T_{37H} < 240 \quad (2.21)$$

Ve vysokých nadmořských výškách je díky malé optické tloušťce atmosféry výpočet upraven (pro data z mikrovlnného radiometru SMMR na družici Nimbus 7):

$$SD = 20(T_{18H} - T_{37H}) - 80 \quad (2.22)$$

Jiný postup uplatnil Mätzler [10]. Využívá naměřené teploty povrchu a odvozuje emisivitu pro rozdílné frekvence a polarizace signálu. Poté je využit soubor pravidel pro dané emisivity a je stanoveno, zda se jedná o sněhovou pokrývku či nikoliv. Ve formě procedury jsou jednotlivé kroky popsány následovně. Nejdříve je určena teplota povrchu [K] jako:

$$T = \frac{1,95T_{19V} - 0,95T_{19H}}{0,95} \quad (2.23)$$

Emisivita je pak počítána jako poměr měřené jasové teploty a teploty povrchu. Lineární kombinace emisivit je pak definována jako:

$$C = \varepsilon_{19V} - \varepsilon_{19H} + \varepsilon_{37V} - \varepsilon_{37H} + 3(\varepsilon_{19V} - \varepsilon_{37V}) \quad (2.24)$$

Oblast je přiřazena sněhu pokud:

$$C > 0,14 \text{ AND } T < 293 \text{ K} \quad (2.25)$$

Tento postup má velice dobré reference vyjma zalesněných oblastí.

Další zkoumání usuzuje, že rozsah sněhové pokrývky je nejlépe odhadován využitím polarizace v horizontální rovině, zatímco využití algoritmů preferující vertikální polarizaci inklinuje k nadhodnocení rozsahu, především v oblastech mrazových pouští (hluboce kontinentální klima). Obecně algoritmy využívané při pasivním mikrovlnném snímání mají tendenci podhodnocovat plošný rozsah sněhové pokrývky, s největšími odchylkami během jara (menší) a podzimu (větší). Je to pravděpodobně důsledek výskytu slabé pokrývky, obvykle menší než 3 cm. Citlivost na takovou slabou sněhovou pokrývku může být zlepšena využitím dat sedmikanálového mikrovlnného radiometru SSM/I pracujícího na frekvenci 85 GHz [4].

Stejně jako u mapování ve středním měřítku i tady může nastat problém s heterogenitou terénu. Aplikaci tohoto provedli Pivot et al. (2002) [11]. Využili analýzu hlavních komponent na datech časových řad pro identifikaci časoprostorové odchylky. Zvláštní překážky vznikají v oblastech, kde je hustý vegetační pokryv. Tait aplikoval klasifikaci s využitím druhů povrchů [4].

V praxi existuje celá řada systémů pro mapování sněhu v globálním měřítku. Automatické procedury využívající dat GOES, AVHRR a SSM/I jsou aplikovány na celém území Severní Ameriky. Národní hydrologické centrum pro DPZ - NOHRSC produkuje každý týden mapy rozsahu sněhové pokrývky na území Severní Ameriky s rozlišením 1.1 km [16] využívající data z AVHRR. Podobné procedury se využívá taky v norském Institutu pro výzkum životního prostředí a vodních zdrojů - NVE. Od roku 1999 jsou přístrojem MODIS (družice Terra) poskytovaná data sněhové pokrývky v 8-denním kroku v rozlišení 500 m nebo 1 km [17].

2.4.2 Měření výšky a vodního ekvivalentu sněhu

2.4.2.1 Velké a střední měřítko

Pro měření výšky a vodního ekvivalentu sněhu existuje na lokální a regionální úrovni široká paleta technik. Výška sněhu může být určena pomocí letecké fotogrammetrie využitím stereoskopické dvojice snímků [4]. Postup je založen na rozdílu výšek povrchu terénu a sněhové pokrývky. Obtíž je v tom, že je nutné najít vlíčovací body stereo snímků v poměrně jednotvárné sněhové krajině. Možným řešením této metody je využití techniky laserového profilování.

S výjimkou fotogrammetrických metod se výška sněhu pomocí metod VIR zobrazování nedá určit, ačkoliv pomocí nepřímých metod je to možné. Takovým postupem je využití *modelu úbytku sněhu*, který aplikuje plošný rozsah sněhové pokrývky z hlediska odtoku během tajícího období. Přesnost tohoto modelu se může zlepšit stanovením regresního vztahu s nadmořskou výškou a využitím digitálního modelu terénu. Případně také využitím vegetace jako druhé vysvětlující proměnné v oblastech s velkým vegetačním krytem [4].

SWE může být odhadnutý metodou záření gamma z letadlových nosičů. Přirozené gamma záření je zeslabováno vodním sloupcem a bývá využíváno pro měření SWE až do 35 cm výšky sněhové pokrývky.

Pro měření výšky sněhu je využíván také syntetizující radar SAR, který aplikuje rozdíl mezi porovnáním dvou obrazových záznamů s různou polarizací (např. HV a HH). Depolarizace signálu je nositelem významné informace o odrazových vlastnostech uvnitř sněhové pokrývky.

2.4.2.2 Malé měřítko

Ačkoliv poslední průzkumy ukázali možné měření výšky sněhové pokrývky pomocí metody radarové altimetrie, pasivní mikrovlnné snímání zůstává stále jedinou družicovou technikou s osvědčeným způsobem získání dat SWE sněhu. Fyzikální podstata této metody vychází ze skutečnosti, že mocnost sněhové pokrývky snižuje jasovou teplotu podloží pod sněhem. Většina algoritmů využívá rozdíl v emisivitách mezi 2 frekvenčními pásmy, typicky 18 nebo

19 GHz a 37 GHz. Kanadská meteorologická služba MSC vyvinula algoritmus založený na rozdílu 19V a 37V SSM/I kanálů, ten má podobu:

$$SWE = a - b(T_{37V} - T_{18V}) \quad (2.26)$$

kde, SWE vodní ekvivalent sněhu [mm]
 a, b empiricky vypočtené koeficienty (závisí na typu krajiny a frekvenci pásma – zda 18 nebo 19 GHz)

S vodním ekvivalentem souvisí zrnitost sněhu. Větší zrnitost snižuje emisivitu sněhu, a proto také jasovou teplotu [12]. Efekt metamorfózy sněhu je poněkud složitější. Zjednodušeně lze říci, že pokud je zrnitost sněhu uvnitř pokrývky podstatně jiná než na povrchu, může docházet ke špatnému odhadu výšky sněhové pokrývky. Zvláště pokud využíváme k výpočtu zjednodušené modely, které předpokládají konstantní velikost zrna. V přírodě nastává tato situace v extrémních podmínkách velmi zmrzlého sněhu (např. préríjní části USA, Kanada, Aljaška, Sibiř) nebo obecně při náhlé změně teploty. Navíc v zalesněných oblastech je algoritmus MSC ještě korigován [4]:

$$SWE = a(T_{19H} - T_{37H}) + f(T'_{19H} - T'_{37H}) \quad (2.27)$$

kde, T' jasová teplota měřená v zalesněné oblasti na povrchu bez sněhu
 f pixl ohodnocený jako les
 a koeficient určený empiricky

Jiný algoritmus navržený Hallikainenem [12] studuje vodní hodnotu sněhu v oblasti Finska. Počítá rozdíl ΔT jasové teploty v období zima – podzim pro stejné snímky:

$$\Delta T = (T_{18V} - T_{37V})_{ZIMA} - (T_{18V} - T_{37V})_{PODZIM} \quad (2.28)$$

SWE je poté vypočítán jako:

$$SWE = a\Delta T - b \quad (2.29)$$

kde, a, b parametry stanovené empiricky (pro oblast jižního 10,1 a 98,0 severního Finska 8,7 a 108,0)

V poslední době je snaha získávat data SWE využitím neuronových sítí. Jedná se o algoritmy, které se snaží napodobit procesy probíhající v nervové soustavě [3], které byly v jiných souvislostech v hydrologickém modelování použity.

2.4.3 Tání sněhové pokrývky a modelace odtoku

Data pořízená distančními metodami hrají důležitou roli v procesu vývoje modelace tání a následného odtoku ze sněhu. Nejjednodušší modely využívají degree-day koeficientů (viz kapitola 3). Typickou hodnotou koeficientu je 0,5 cm, což znamená, že jeden degree-day během tání beze srážek dokáže roztavit 0,5 cm vody ze sněhu. Poněkud sofistikovanější modely využívající energetickou bilanci uvažují daleko více vlivů – srážky během tání, časové zpoždění od okamžiku tání až po zaznamenaný odtok vody v měřicí stanici apod. Jeden z nejpoužívanějších modelů tání sněhu, který využívá data dálkového průzkumu je model SRM [5].

2.4.4 Měření fyzikálních vlastností sněhové pokrývky

2.4.4.1 Odrazivost a albedo

Další oblastí využití distančních metod je měření albeda. Metodu podrobně popsal König et al. (2001) [13]. Nejprve je odhadnuta *planetární odrazivost* ze vztahu:

$$R = \frac{\pi L}{E_{\text{slunce}} \cos \theta} \quad (2.30)$$

kde, L pozorovaná odrazivost

E_{slunce} ozáření (iradiace) daného spektrálního pásma Sluncem [Gy]

θ zenitový úhel Slunce [°]

Pro výpočet energetické bilance je zapotřebí změřit odrazivost světla v celém slunečním spektru (tedy 0,3 – 2,5 μm). Jelikož družicové senzory poskytují data jenom z úzkého pásma, je nutné provést doplňkové výpočty (lineární, případně kvadratické kombinace) odrazivosti ze všech „úzkých“ pásem. Pro přepočet odrazivosti na hemisférické (difúzní) albedo (průměrné albedo všech možných směrů odrazu) je nutné znát distribuční funkci záření dopadu i odrazu rozhraní atmosféra – sněhová pokrývka. Povrch sněhové pokrývky v tomto případě převzal vlastnosti Lambertovského povrchu (ideálně matný i difúzní), který odráží světelnou energii rovnoměrně do všech směrů (ačkoliv sněh vykazuje jistou formu anizotropie).

2.4.4.2 Zrnitost

Určení velikosti zrna je důležité z hlediska poskytnutí informace o povaze teplotních změn ve sněhu [4]. Zrnitost sypkého sněhu zejména ovlivňuje odrazivost v NIR části spektra. Věrohodný způsob získávání dat zrnitosti sněhu je založen na využití vlnových délek odpovídajících kanálům Landsatu TM 5 a 7 (1,55 – 1,75 μm respektive 2,08 – 2,35 μm). Pronikání záření do sněhové vrstvy způsobuje u kratších vlnových délek komplikace, pro které musí být na obrazových záznamech provedeny atmosférické a geometrické korekce. Je třeba mít na zřeteli také fakt, že sněh může obsahovat nečistoty, které mohou podstatným způsobem měnit albedo, hlavně v NIR oblasti.

Zrnitost ovlivňuje i mikrovlnné charakteristiky sněhu. Pomocí multifrekvenčního radaru jde omezit působení fyzikálních parametrů, které se mění se změnou frekvence [4].

2.4.4.3 Teplota

Povrchová teplota sněhu může být odvozena využitím termální části spektra. V rozsahu vlnových délek 10,5 až 12,5 μm je v emisivitě sněhu patrná jednotnost [4]. Proto např. 6 kanál Landsatu poskytuje vhodné prostředky pro měření teploty sněhové pokrývky. Na měření tepelné energie metodou DPZ mají silný vliv meteorologické podmínky (vzniká chyba až 10

K), proto je nutné v zájmu přesného měření provádět atmosférické korekce. Využitím zařízení ATSR-M na družici ERS, které tvoří infračervený radiometr IRR, lze měření teploty povrchů provádět s přesností 0,1 K [14].

3 METODY MODELUJÍCÍ TÁNÍ SNĚHU

3.1 Srážkoodtokový proces

Srážko-odtokový proces je z hydrologického hlediska hlavní podmínka zachování vyrovnaného stavu vody v krajině. Lze ho vyjádřit základní bilanční rovnicí oběhu vody [18]:

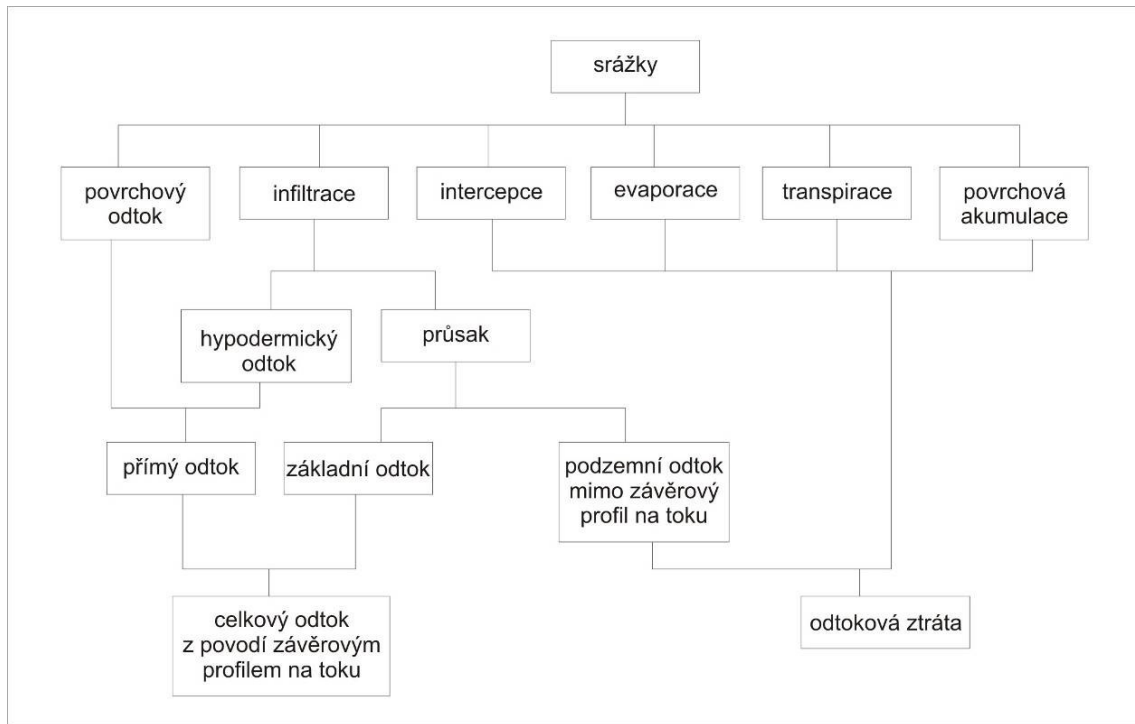
$$P = AES + TQ + \Delta W \quad (3.1)$$

kde,	P	výška srážek	[mm]
	AES	výška územního výparu	[mm]
	TQ	výška celkového odtoku	[mm]
	ΔW	výška odtokové ztráty (je vyjádřena zvýšením nebo snížením zásoby povrchové a podpovrchové vody)	[mm]

Výška celkového odtoku je dána součtem výšek přímého (povrchového a hypodermického odtoku) a základního (podzemního) odtoku.

Pro pochopení základních procesů, které následně vstupují do srážko-odtokového modelu, stačí stručná charakteristika (obrázek 6). Podrobněji se tomuto tématu věnuje např. Kulhavý et Kovář (2000) [18].

Schéma odtokového procesu by se dalo popsat takto: voda z atmosférických srážek se částečně vypaří do atmosféry – přímý výpar. Část se zadržuje intercepcí na vegetaci a povrchu terénu (později se také vypaří – evapotranspirace). Další se vsákne do půdy (infiltrace) a podílí se na oběhu v půdě, tj. část se vydá na transpiraci vegetace, část odtéká podpovrchovým (hypodermickým) nebo základním odtokem do hydrografické sítě nebo doplňuje zásoby podzemních vod. Voda, která nebyla zachycena na povrchu vegetace či terénu ani neinfiltrovala do půdy, stéká po povrchu a vytváří povrchový odtok [19].



Obr. 6: Schéma srážko-odtokového procesu (převzato z [16]).

3.2 Proces tání sněhu

Tání sněhu je proces, který je řízený tokem energie, hlavně na rozhraní povrchu sněhové pokrývky a atmosféry.

Základními činiteli v tomto procesu je dopadající sluneční záření a vyzařování povrchu sněhu. V závislosti na hustotě sněhu je až 80% slunečního záření dopadajícího na sněhovou pokrývku absorbováno v hloubce 5–15 cm. Absorpce solární radiace ovšem zdaleka není plynulá, nýbrž závisí na celé řadě činitelů: zeměpisná šířka, roční období, hodina, aktuální meteorologická situace, vegetační kryt, sklonitost povodí, expozice a reflektivita sněhové pokrývky. Systémy GIS využívají analýzy k výpočtu různých fyzicko-geografických charakteristik povodí.

Dalšími činiteli v procesu tání jsou:

- tok energie mezi půdou a sněhovou pokrývkou
- energie dodaná dopadajícími srážkami

- energie podílející se na sublimaci a kondenzaci na povrchu sněhové pokrývky
- energie odvedená odtokem vody z tajícího sněhu

Pro tání sněhu je důležité tzv. dozrávání sněhu – postupný růst průměrné teploty sněhové pokrývky. Když tok energie ve sněhové pokrývce způsobí stav, že její teplota dosáhne obecně °C, další dodaná energie způsobí tání části sněhové pokrývky. Sněhová pokrývka taje zhora. Roztátá voda infiltruje do zůstávající sněhové pokrývky, kde buď zamrzne, nebo proudí skrz až na povrch terénu. Infiltrace vody, její zamrznutí a rozmrznutí způsobují vznik ledových vrstev. Tající sněhová pokrývka obsahuje obvykle 2-5% vodního objemu. V případě, kdy tání výrazně převyšuje kapacitu možného odtoku, může tento objem pro krátké období dosáhnout až 10%.

Z velmi stručného popisu tání sněhové pokrývky je zřejmé, že se jedná o složitý proces. I když ho z fyzikálního hlediska dobře poznáme, úplný matematický popis by vedl k velmi složitým modelům, které by byly v praxi nepoužitelné.

Pro modelování procesů odehrávajících se ve sněhu je proto nevyhnutelné zavést zjednodušující parametrizace skutečných procesů.

Akumulace vody v tající sněhové pokrývce a její transformační účinek jsou často v procesu odtoku považovány za zanedbatelný jev a modelování tání sněhu je s ohledem na infiltraci a povrchový odtok v zásadě řešeno na základě analogie generování vstupní srážky. Sněhové modely jsou z těchto důvodů obvykle formulovány ve zpětné vazbě na výpočet časových řad (srážek) jako vstupních veličin modelů srážko-odtokového vztahu. Standardně prováděná měření změn vodního ekvivalentu neposkytují dostatečně přesnou představu o hodnotě odtoku z tání sněhu a to z hlediska časového ani prostorového [21].

Určování odtoku vody pomocí exaktních metod je z praktického hlediska důležitější než terénní měření výšky sněhu, případně vodního ekvivalentu. Je jasné, že sběr dat a následná analýza je procedura, která je těžce automatizovatelná a časově náročná. Pravidelnému vkládání dat do sněhového modelu, a sice naměřených charakteristik sněhu z předem vybraných, reprezentativních lokalit ovšem nic nebrání.

V oblasti stanovení *návrhových průtoků* je kladem numerické simulace především možnost extrapolace extrémních odtoků na základě poznání fyzikálních zákonitostí procesu tání [21].

Měření charakteristik sněhové pokrývky zůstává stále hlavním nástrojem pro odhad přítoků při jarním plnění nádrží s čím souvisí i prevence před vznikem povodní.

3.2.1 Metody modelující tání sněhu

Nejjednodušší a nejrozšířenější metodou je využití tzv. *degree-day faktorů* (DDF) v rámci metody *teplotní indexace*. Obecně uplatňují pouze časové řady teplot vzduchu jako vstupní veličinu modelu. *Degree-day* faktory mají empirický charakter, závisí na ročním období, stupni zalesnění a na nadmořské výšce.

V období dešťových srážek vyšších intenzit se význam komponenty tání snižuje. Velikost odtoku z tání sněhu může případně i klesnout pod hodnotu chyby srážkových měření. Během přívalových dešťů, provázených silnou turbulencí vzduchu, jsou složky krátkovlnné solární radiace zanedbatelné, převládá vliv konvekce, dlouhovlnné radiace a kondenzace par. Parametrizace procesů, odvozující odtokové množství z tání od dešťové intenzity je značně spekulativní a experimentálně obtížně verifikovatelné [21]. Nejvěrnější převedení reality poskytuje metoda energetické bilance. Představitelem této je *Andersonův model*.

3.2.1.1 Metoda teplotního indexu

Mezi nejjednodušší modely patří tzv. indexové metody, při kterých se využívá vztah mezi táním sněhu a nějakou lehce měřitelnou charakteristikou, která využívá korelaci k energetické bilanci sněhové pokrývky, nejčastěji formou teploty vzduchu. Uplatňuje zjednodušení parametrů sněhové pokrývky. Nevýhodou je, že nedokáže využít procesy ovlivněné výměnou tepla. Metoda teplotní indexace je ale stejně jednou z nejpoužívanějších pro modelování tání sněhu a to z několika praktických důvodů [23]:

- široká dostupnost teplotních dat
- možnost relativně jednoduché interpolace
- možnost jednoduché předpovědi teploty vzduchu
- dobré výsledky modelu navzdory jeho jednoduchosti
- jednoduchý výpočet
- možnost doplnění dalších parametrů

Teplota vzduchu ve sněhovém modelu je použita jako index pro výměnu energie na rozhraní sněhová vrstva-vzduch. Během procesu tání je teplota sněhu $\geq 0^{\circ}\text{C}$. Energie dodaná dlouhovlnným zářením je lineární funkcí teploty vzduchu, proto existuje shoda mezi slunečním zářením a teplotou atmosféry.

Mnoho studií odhalilo vysokou korelaci mezi roční ablací a teplotou vzduchu nad bodem mrazu. Některé studie pozorovali korelační koeficient až 0,96.

Proces tání sněhové pokrývky je ovlivněn mnoha faktory, které jsou specifické pro každé povodí v prostoru a čase. Měřené hodnoty (teplota sněhu, objem vody z roztátého sněhu apod.) kolísají se změnou ve vlastnostech sněhu, tzn. dobou tání. Metoda uplatňuje degree-day faktor (koeficient tání), který je stanoven na základě trvání sněhové pokrývky, na nadmořské výšce a zeměpisné poloze, vegetačním pokryvu, zastíněnosti, dešťových podmínkách, sklonu reliéfu aj. Je definován jako poměr výšky vodního sloupce vzniklé táním sněhu za jednotku času k průměrné hodnotě kladných teplot vzduchu v tomto časovém intervalu. Hodnota teplotního faktoru představuje odtékající část vody ve sněhové pokrývce při zvýšení teploty o 1°C za jednotku času. Degree-day faktor je vlastně přepočtení faktor pro sníh, jak moc odtává.

Anderson [24] vytvořil model akumulace a tání sněhové pokrývky a stanovil hodnotu degree-day faktoru na $5,40 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{den}^{-1}$. Následně byla konstanta empiricky stanovena mnoha autory [22] a pohybuje se v rozmezí od $2,5 - 13,8 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{den}^{-1}$ v závislosti na výše uvedených podmínkách. Pozorované hodnoty degree-day faktoru v různých částech světa jsou ukázány v tabulce 2.

Místo	DDF sněhu	DDF ledu	zem. šířka	nadm. výška	Doba trvání
Aletschgletscher (Švýc.)	5,3		46°27's.š.	3366	3.8. - 19.8. 1973
Morenoglacier (Arg.)		7,1	50°28'j.š.	330	12.11.1993 - 1.3.1994
ledovec John Evans (Kan.)	5,5		79°40's.š.	260	27.6. - 29.6. 1996
	3,9			820	23.5. - 1.7. 1998
	2,7			1180	31.3. - 19.7. 1998
Alfotbreen (Nor.)	4,5	3,0	61°45's.š.	850 - 1400	1961 - 1990
Hellstugubreen (Nor.)	3,5	5,5	61°34's.š.	1450 - 2200	1961 - 1990
Nigardsbreen (Nor.)	4,0	5,5	61°41's.š.	300 - 2000	1961 - 1990
	4,4	6,4			1964 - 1990
Storglaciären (Swe)	3,2		67°55's.š.	1550	5.7. - 7.9. 1993
		6,4		1370	19.7. - 27.8. 1994
		5,4		1250	9.7. - 4.9. 1994
Vestfonna (Špicberky)		13,8	~80's.š.	310 - 410	26.6. - 5.8. 1958
Satujokull (Island)	5,6	7,7	~65's.š.	800 - 1800	1987 - 1992
ledovec Dokriani	5,9		31°45's.š.	4000	4.6. - 6.6. 1995
ledovec Rakhiot		6,6	35°22's.š.	3350	18.6. - 6.8. 1996
Nordboglacier		7,5	61°28's.š.	880	415 dnů (1979 - 1983)
<u>Místa bez ledovců</u>					
Gooseberry Creek (USA - Utah)	2,5		~38's.š.	2650	23.4. - 9.5. 1928
12 míst ve Finsku	2,8 - 4,9		60~68's.š.		1959 - 1978

Tab. 2: Pozorované hodnoty DDF (upraveno podle [23]).

Metoda teplotního indexu vychází z jednoduché rovnice, kde množství roztátého sněhu M je přímo úměrné rozdílu teploty vzduchu a prahové teploty, nad kterou začíná tát sněhová pokrývka a koeficientu tání (DDF faktoru).

$$M = DDF(T_A - T_{base}) \quad (3.2)$$

kde,	M	výška tání z povodí za jednotku času	[mm]
	DDF	degree-day faktor	[mm.°C ⁻¹ .den ⁻¹]
	T_A	teplotní index vzduchu	[°C]
	T_{base}	základní (prahová) teplota	[°C]

K výpočtu teplotního indexu vzduchu během tání sněhu je nejčastěji používána průměrná denní teplota, která může být vypočítána několika způsoby [22].

$$\begin{aligned} 1) \quad T_1 &= \sum \frac{T_i}{n_i} \\ 2) \quad T_2 &= \frac{(T_{\max} + T_{\min})}{2} \\ 3) \quad T_3 &= \frac{(2T_{\max} + T_{\min})}{3} \end{aligned}$$

Časový interval využitý pro zapojení teploty do procesu tání je obvykle denní. Jiné časové intervaly, jako je hodinový nebo měsíční, mohou být využity pro stanovení teplotního faktoru *DDF* [23]. Existují také různé variace degree-day metody, a to buď pro jednu, nebo více teplotních zón, které jsou rozloženy vertikálně v prostoru [25].

V některých programech zaměřených na modelaci tání sněhové pokrývky (HEC-HMS) bývá metoda teplotního indexu poněkud sofistikovanější, protože uvažuje i vliv dešťových událostí během tání sněhu, což je jeden z nejvýznamnějších činitelů odtoku při tání sněhu [22]. Obecně vychází z jednoduchého poznatku, že teplotní bilance sněhu má 2 fáze:

$$\begin{aligned} \text{teplota je menší nebo rovna } 0^{\circ}\text{C} & \quad - \text{ sních netaje} \\ \text{teplota je větší než } 0^{\circ}\text{C} & \quad - \text{ sních taje} \end{aligned}$$

V období, kdy sněhová pokrývka netaje, mohou nastat změny v závislosti na teplotě sněhu a okolní atmosféry – sních je buď ochlazován, nebo oteplován. Deficit tepla ve sněhové pokrývce (reprezentovaný ekvivalentem vody v mm) je příčinou dodání tepla nutného k oteplení sněhové pokrývky – dochází ke „zrání“ sněhu. Změna v tepelné bilanci je založena na rozdílu ATI (předchozího teplotního indexu) a teploty okolní atmosféry (T_a), podobně jako by tomu bylo při změně teploty během srážek. Pokud je teplota atmosféry menší nebo rovna 0°C , je změna teploty povrchu sněhu (ΔH_s) vyjádřena rovnicí:

$$\Delta H_s = NDDF(ATI - T_a) - \frac{S_f T_a}{160} \quad (3.3)$$

kde,	ΔH_s	změna teploty sněhu	[mm]
	$NDDF$	záporný degree-day faktor	[mm.°C ⁻¹ .den ⁻¹]
	ATI	předchozí teplotní index	[°C]
	T_A	teplota vzduchu	[°C]
	S_f	množství napadlého sněhu za jednotku času	[mm]

ΔH_s a S_f jsou reprezentovány vodním ekvivalentem sněhu v mm.

Hodnota záporného degree-day faktoru (ekvivalent kladného, značí, jak moc sněh mrzne) se zvyšuje během ablace. Svým průběhem se podobá sinusoidě mající maximum v hodnotě 0,5 mm.°C⁻¹.den⁻¹. V případě, kdy je teplota vzduchu větší než 0°C, je deficit tepla redukován táním, které nastane. Index předchozí teploty ATI byl zaveden kvůli eliminaci extrémních hodnot časových řad, které vstupují do modelu. Je založen na rovnováze přechodného proudění tepla. Hlubší specifikací problému se věnuje např. Anderson (1976) [24]. Model tání sněhu v programu HEC-HMS rozděluje ATI index na období, kdy je teplota menší nebo rovna 0°C (ATI- coldrate) a období, kdy je teplota větší než 0°C (ATI-meltrate).

Základní rovnice se nicméně může modifikovat zavedením dalších proměnných, např. charakteristikami větrných poměrů, slunečního záření, aby lépe odrážela podmínky tání sněhu. Zavedením těchto povede ke zlepšení simulace povodí jak v bodové, tak i v prostorové reprezentaci.

Mnoho operačních modelů v dnešní době využívá pro účely simulace tání sněhové pokrývky metody teplotního indexu, např. HBV-model, SRM-model, UBC-model nebo HYMET-model. Jelikož je zaručena relativně vysoká přesnost počítaných procesů, bývají metody teplotního indexu pro modelování procesu tání komponovány do komplexních hydrologických modelů, HEC-HMS [49], SWAT [26], AGNPS, HYDROG.

3.2.1.2 Metoda energetické bilance – Andersonův model

Byl vyvinutý E. Andersenem v Hydrologic Research Laboratory ze dvou předcházejících modelů sněhu. Je to koncepční model, tzn., že matematickými vztahy jsou vyjádřeny veškeré

významné fyzikální procesy, jenž ovlivňuje akumulaci a tání sněhové pokrývky. Detailnější popis je uveden v [24]. Níže uvedená charakteristika výměny energie a přestupu tepla ve sněhu byla čerpána z prací Krejčí et Zezulák (2000) [21] a [27]. Pro názornost modelu je v obrázku 7 uveden vývojový diagram.

Výměna energie probíhá na rozhraní sněh-vzduch. Základní rovnice energetické bilance sněhové pokrývky:

$$\Delta Q = Q_n + Q_e + Q_h + Q_g + Q_m \quad (3.4)$$

kde	ΔQ	změna zásoby tepla ve sněhové pokrývce	$[\text{J.m}^{-2}]$
	Q_n	přenos radiace	$[\text{J.m}^{-2}]$
	Q_e	přestup skupenského tepla	$[\text{J.m}^{-2}]$
	Q_h	přenos tepla	$[\text{J.m}^{-2}]$
	Q_g	přestup tepla přes rozhraní sněh-půda	$[\text{J.m}^{-2}]$
	Q_m	přestup tepla změnou hmoty (advekce)	$[\text{J.m}^{-2}]$

Změna zásoby tepla ΔQ , se skládá z energie použité k tání zmrzlé části sněhové pokrývky, ke zmrznutí vody ve sněhu a ke změně teploty sněhu. Ne všechny tyto procesy se vždy vyskytují během daného časového intervalu.

Přenos radiace

Každé těleso vyzařuje energii. Obecně platí, že čím vyšší je teplota, tím větší je množství záření a tím kratší vlny maximální intenzity. Slunce vyzařuje záření kratší vlnové délky než pozemské tělesa. Sluneční energie je často označována jako krátkovlnné záření, zatímco pozemské vyzařování je označováno jako dlouhovlnné záření. Celkové množství vyzářené energie zemským povrchem se řídí Stefanovým zákonem.

Sněh je téměř perfektní černé těleso vzhledem k dlouhovlnnému záření. Emisivita sněhu je přibližně rovna 1,0. Albedo sněhu se pohybuje z hodnoty 0,9 pro nový sněh do méně než 0,5 u starého sněhu.

Čistý přenos radiace (*net radiation transfer*) pro sněhovou pokrývku může být vyjádřen:

$$Q_n = Q_i * (1,0 - A) + Q_a - \Delta t * 1,0 * \sigma * (T_o + 273)^4 \quad (3.5)$$

kde,	Q_i	vstupní krátkovlnné záření	[mm _e]
	Q_a	vstupní dlouhovlnné záření	[mm _e]
	Δt	výpočetní interval	[s]
	T_o	teplota povrchu sněhu	[°C]

Latentní a sensitivní přenos tepla

Oba zmíněné přenosy tepla patří mezi turbulentní procesy. Přenos latentního tepla zahrnuje přenos vodní páry mezi vzduchem a povrchem sněhu a může být vyjádřen Daltonovým zákonem.

Přenos tepla probíhá v okamžiku, kdy vodní pára dosáhne sněhového povrchu a kondenzuje za uvolnění latentního tepla, nebo kdy uniká povrchem sněhu sublimací při současném uvolňování tepla sněhu. Přenos latentního tepla lze vyjádřit:

$$Q_e = 8,5 * f(u_a) * (e_a - e_o) \quad (3.6)$$

kde	$f(u_a)$	funkce rychlosti větru u_a ve výšce z_a	
	e_a	tlak páry ve vzduchu při výšce z_a	[mB]
	e_o	tlak páry na povrchu sněhové vrstvy	[mB]

Přestup tepla závisí na obsahu tepla ve vzduchu. Jeho směr je určen teplotním gradientem. Rychlost přenosu tepla závisí na turbulenci vzduchu. Vzhledem k tomu, že mechanismy přenosu jsou analogické jak u přenosu vodních par, předpokládá se, že koeficienty turbulentního přenosu tepla a vodní páry jsou řádově obdobné. S tímto předpokladem lze poměr Q_h/Q_e (Bowenův poměr) vyjádřit

$$\frac{Q_h}{Q_e} = \gamma * \frac{T_a - T_o}{e_a - e_o} \quad (3.7)$$

kde	T_a	teplota vzduchu při výšce z_a	[°C]
-----	-------	---------------------------------	------

γ psychometrická konstanta [mB.°C⁻¹]

Dosazením vztahu 3.6 do rovnice 3.7 získáme výslednou rovnici přenosu tepla:

$$Q_h = 8,5 * \gamma * f(u_a) * (T_a - T_o) \quad (3.8)$$

Přenos tepla na základě změny množství hmoty

Teplota 0°C je obecně používána jako teplotní základna pro výpočet akumulace tepla ve sněhové vrstvě, protože sníh se musí ohřát na 0°C než může začít tát. Za předpokladu, že teplota vody odtékající ze sněhové vrstvy je 0°C a tepelný obsah přestoupených par je zanedbatelný, uvažuje se pouze přenos tepla srážkami. Množství tepla přeneseného do sněhové vrstvy srážkami je závislé na množství, teplotě a měrnému teplu srážky.

Teplota vlhkého teploměru je dostatečnou aproximací teploty srážky vzhledem k analogii mezi padající srážkou a mokřím teploměrem. Přenos tepla advekcí změnou hmoty může být vyjádřen:

$$Q_m = \frac{c}{80} * P_x * T_w \quad (3.9)$$

kde	P_x	vodní ekvivalent srážky	[mm]
	T_w	teplota mokrého teploměru	[°C]
	c	měrné teplo	[cal.g.m ⁻¹ .°C]

Bilance energie sněhové vrstvy

Vložením rovnic (3.5), (3.6), (3.8) a (3.9) do rovnice (3.4) můžeme vyjádřit rovnici energetické bilance sněhové vrstvy:

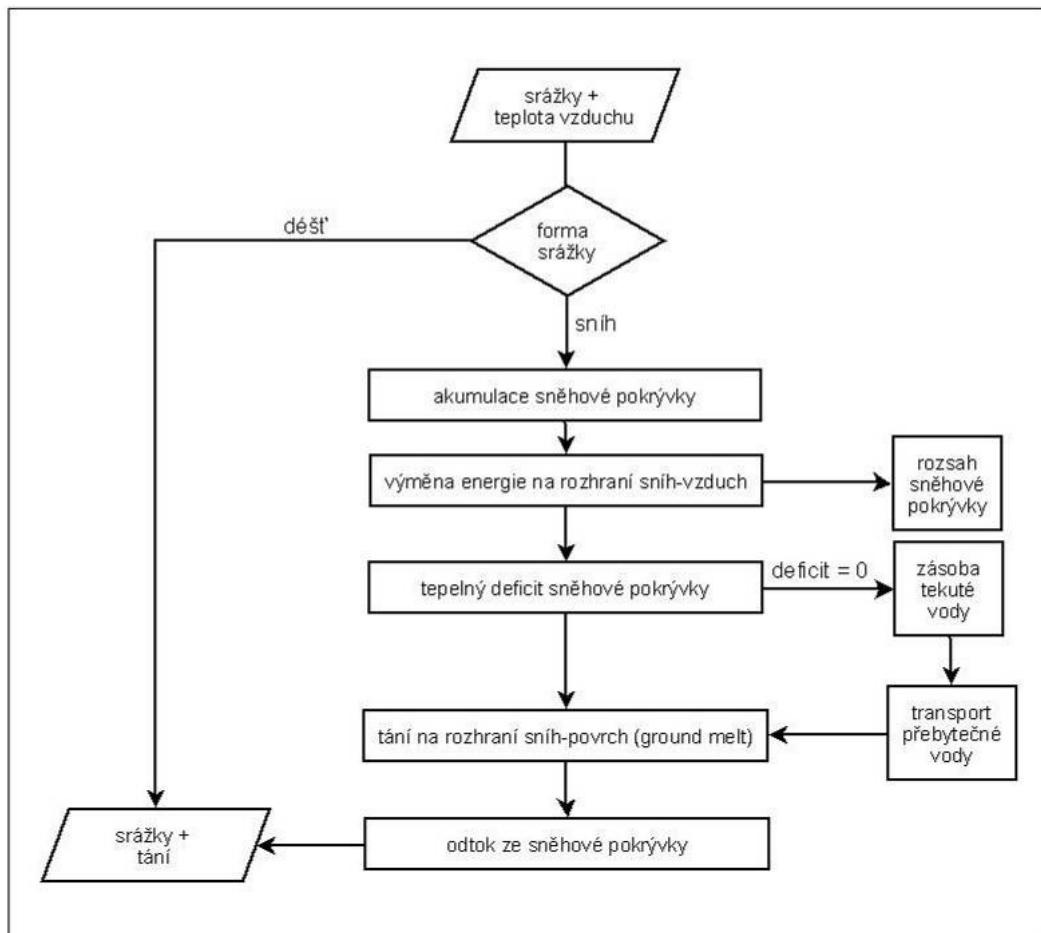
$$\Delta Q = Q_i * (1.0 - A) + Q_a - \Delta t * 1.0 * \sigma * (T_o + 273)^4 + 8.5 * f(u_a) * [(e_a - e_o) + \gamma * (T_a - T_o)] + \frac{c}{80} * P_x * T_w + Q_g \quad (3.10)$$

Pro řešení rovnice (3.10) jsou Q_i , A , Q_a , u_a , e_a , T_a , P_x , T_w měřeny nebo odhadnuty a T_c , ΔQ , Q_g jsou neznámé. Pro ΔQ , Q_g mohou být formulovány vztahy pro řešení celkové bilance. Tyto vztahy a způsob jejich řešení jsou poměrně komplexní. Zjednodušující případ

nastane, když izotermní sněhová vrstva začne tát. V tomto případě $T_o = 0^\circ\text{C}$, Q_g je zanedbatelné ve srovnání s výměnou energie na povrchu sněhové vrstvy, a Q se rovná množství vody vzniklé táním sněhu. Jakékoliv srážky za těchto podmínek jsou s největší pravděpodobností dešťové.

Množství roztáté vody, M (mm) během 6-ti hodinové periody je za těchto podmínek:

$$M = Q_i * (1 - A) + Q - 20.4 * P_x * T_w + 8.5 * f(u_a) * [(e_a - 6.11) + 0.00057 * P_a * T_a] \quad (3.11)$$



Obr. 7: Vývojový diagram Andersonova modelu.

Výpočet tání sněhu v modelu

Použití výpočtu energetické bilance může být použito v oblastech, kde je dostatečné množství potřebných dat, nebo v oblastech, kde zvýšená přesnost předpovědi převyší cenu za získání potřebných dat.

Podrobnější popis výměny energie ve sněhové pokrývce, přestup tepla ve sněhu, zohlednění tání během srážky na sněhovou vrstvu, tání sněhu v období beze srážek, případně využití ostatních komponentů modelu sněhu uveden v odpovídající literatuře [21], [24].

Metoda energetické bilance je pro modelaci tání sněhu hojně využívána. Vize je taková, že se vzrůstajícími hardwarovými výkony počítačů začne přibývat modelů založených na numericky náročnější energetické bilanci. Nejznámějšími představiteli jsou UEB model a SNTHERM 89.

3.3 Hydrologické modely

Základním stavebním kamenem hydrologické bilance povodí je hydrologický model, konkrétně jen s-o model. Už z názvu vyplývá, že primární činností je transformace atmosférické srážky na odtok v rámci zájmového území (soutok řek, závěrový profil povodí, přítok do nádrže apod.).

Díky softwarovému řešení, které má za sebou desítky let vývoje, je vybraná reálná část světa převedena pomocí zjednodušené abstrakce do nového systému – modelu. Základní vlastnosti jsou poplatné účelu, za kterým byl model budován. Konkrétně např. model tání sněhové pokrývky a model erozní se budou lišit souborem stavových veličin, které popisují povodí (např. detail popisu vlastností mateční horniny, vodní hodnoty sněhu) a souborem použitých metod (odtok v korytech, empirická metoda pro tání sněhové pokrývky, eroze v meandru apod.) [59].

Mezi nejdůležitější hlediska korektního modelování patří dostupnost dat. Pokud nejsou dodána kvalitní vstupní data, může být model sebevíc sofistikovaný a stejně neposkytne kvalitní výstupy. V této souvislosti je nutné zmínit pojem robustnost modelu (je to funkce použitých metod a možností úprav vstupních dat), kdy je model schopen vyprodukovat kvalitní informace i v případě nedostatků na vstupu (např. nepřesnosti v parametrech sněhové pokrývky). Obecně platí: pro kvalitní výstup je stěžejní kvalitní vstup.

Hydrologický model pak provádí simulaci chování hydrologického systému (povodí, toku, závěrového profilu apod.). S-o model provádí simulaci transformace atmosférické srážky na odtok pomocí metod hydrologické a hydraulické transformace. Hydrodynamický model provádí simulaci transformace vodní masy v korytech (přírodních či umělých) a vybraných vodohospodářských objektech (nádrže, jezy apod.). Z tohoto hlediska je možné hydrologické modely rozdělit na 2 základní skupiny [59]:

- 1) s-o modely
- 2) hydrodynamické modely

Pokud model simuluje od minulosti do současnosti, jedná se o simulaci z pohledu hydrologické prognózy. Pokud model předpovídá budoucí chování hydrologického systému, jedná se o predikci neboli prognózu.

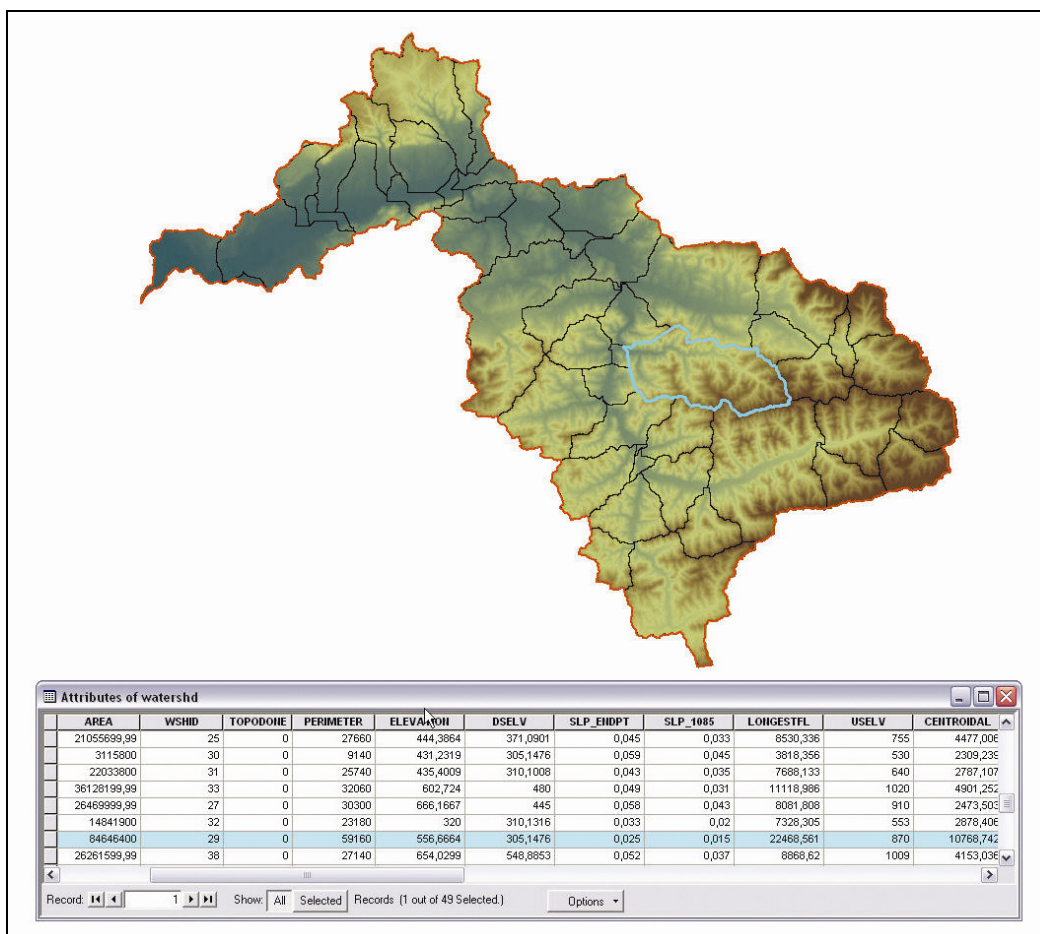
Vstupní data modelů lze z pohledu časového úseku simulace rozdělit na data [59]:

- 1) statická (schematizace povodí a říčních úseků)
- 2) dynamická (časové řady)

Základním stavebním prvkem pro výstavbu hydrologického modelu jsou data statická. Jejich základní parametry (plocha a sklon povodí, využití půdy povodí, nadmořská výška povodí, ukazatel předchozích srážek UPS/API apod.) se v horizontu simulace nemění. Mezi dynamická data patří např. nasycenost povodí, intercepce, parametry sněhové pokrývky apod., přestože na úrovni vstupů v čase t_0 se jedná o soubor počátečních hodnot těchto vlastností (počáteční podmínky simulace) a následně je pokročilejší model schopen tyto vlastnosti v průběhu simulace dynamicky upravovat pomocí různých metod. Dynamická data jsou pak proměnlivá nejen v horizontu simulace DD dní či HHMM hodin, ale ve své podstatě i na úrovni časového kroku (hod, min) sběru těchto dat (srážkový úhrn, teplota, vodní hodnota sněhu apod.)

Podle stupně schematizace povodí lze modely rozdělit na [59]:

- 1) celistvý
- 2) semidistribuovaný (nejčastější zejména v operativním provozu)
- 3) distribuovaný

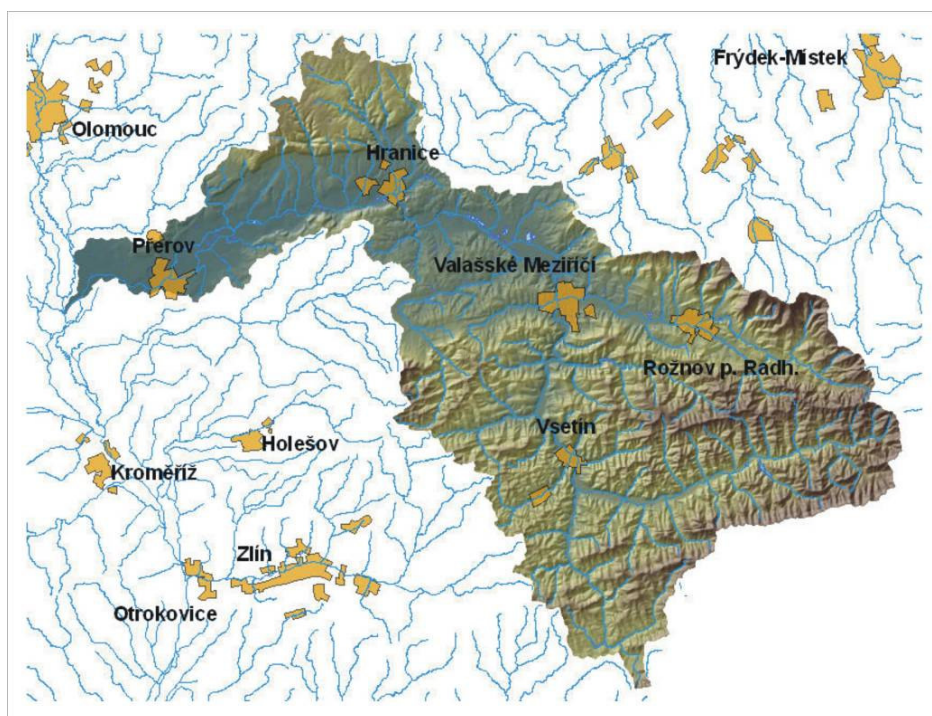


Obr. 8: Znázornění principu sdruženého (homogenní parametry pro celé povodí Bečvy) a semidistribuovaného modelu (homogenní parametry pro jednotlivá subpovodí).

Nejpoužívanějším typem je model semidistribuovaný (obrázek 8), protože lépe pracuje s aspektem časové náročnosti výpočtu, což je typické pro větší povodí, případně pro příliš jemnou rasterizaci hodnot stavových veličin povodí. Celé povodí je rozděleno na jednotlivá subpovodí o relativně homogenních vlastnostech. Pro tato subpovodí se vyjádří stavové veličiny pouze jednou hodnotou. Velikost a počet těchto jednotek nižšího řádu určuje přesnost výsledného modelu. [59].

3 CHARAKTERISTIKA PŘÍRODNÍCH POMĚRŮ STUDOVANÉHO POVODÍ BEČVY

Náplní diplomové práce není podat vyčerpávající přehled přírodních poměrů. Fyzicko-geografická charakteristika modelovaného povodí Bečvy (obrázek 9) byla proto provedena velmi stručně. S ohledem na tání sněhové pokrývky jsou nejdůležitějšími poměry klimatické a hydrologické.



Obr. 9: Vymezení zájmového území – povodí Bečvy.

4.1 Geologie

Hlavním znakem území je z geologického hlediska pestrost a různorodost. Oblast celého povodí náleží k oběma geologickým provinciím nacházejících se na území ČR – jak k Českému masivu (okrajová část povodí na západě), tak k Západním Karpatům. Z hlediska stratigrafie se jedná o paleozoikum (Český masiv) a kenozoikum (Západní Karpaty a

sedimentární překryv karpatské předhlubně). Hlubším geologickým rozbořem studovaného území se věnuje Chlupáč (2002) [28].

4.2 Hydrogeologie

Nejvýraznější zvodnění v rámci studovaného území je vázáno na karpatský flyš kvartérních fluvialních sedimentů v karpatské předhlubni a v rámci teras a niv údolí řek. Z těchto sedimentů pak může být jímáno značné množství vody, což dokládá např. vydatnost v údolní nivě Vsetínské Bečvy ($80 - 110 \text{ l.s}^{-1}$) [57].

V rámci hranického devonu umožňuje přítomnost zkrasovatělých vápenců, výskyt termálních vod (lázně Teplice nad Bečvou).

4.3 Geomorfologie

Z hlediska geomorfologického členění náleží studované území ke dvěma základním geomorfologickým provinciím, a sice České vysočině a Západním Karpatům. Hranice mezi těmito jednotkami prochází po linii orientované přibližně ve směru JZ-SV.

I když se jedná o podobnou litologickou stavbu (flyš), je diferenciací obou jednotek patrná především z důvodu rozdílné polohy horotvorných pochodů a ve stupni exogenní modelace reliéfu a jeho výsledném charakteru. Rozdíly v absolutních výškách reliéfu a míře planace nejsou mezi oběma jednotkami tolik výrazné. Podrobnějším geomorfologickým rozbořem se věnuje např. [57] nebo Czudka 1997. Geomorfologické členění studovaného území na úroveň celek je znázorněno v příloze C.

4.4 Klimatologie

Na studovaném území je zřetelný teplotní gradient ve směru Z-V s ohledem na vzrůstající nadmořskou výšku. Povodí Bečvy lze zařadit na rozhraní oceánského a kontinentálního klimatu. Avšak mnohem více se zde projevuje vertikální členitost než vzrůstající kontinentalita. Celá oblast povodí náleží ke klimatickým oblastem [30] uvedených v příloze B. Červenec a červen jsou z hlediska srážkového úhrnu nejbohatší měsíce. Naopak srážkově nejchudším je říjen. S rostoucí nadmořskou výškou přibývá také srážek. Vrcholové partie

studovaného povodí patří v republikovém měřítku mezi místa s největšími ročními srážkovými úhrny. Významně chudší jsou srážky v oblasti Nízkého Jeseníku a Moravské Brány.

4.5 Hydrologie

Hlavním znakem sběrné řeky celého povodí – Bečvy a ostatně i jejích přítoků je značně rozkolísaný průtok v průběhu roku. Kulminační Q a významné s-o epizody jsou nejčastější z konvektivních srážek v letním období, nelze však vyloučit významné epizody v kteroukoliv část roku. Odtok vody ze sněhu je díky morfografii povodí zpravidla pozvolný a nemá kromě výjimek katastrofický charakter. To však platí v případech, kdy situaci nekomplikuje zácpa ledových ker a k ní přidružené jevy – přesto byly v jarních měsících let 2004 a 2005 dosaženy stupně povodňové aktivity právě během takového typu odtokové situace [57]. Tenhle průběh ale samozřejmě nelze zobecňovat, protože charakter kombinace hydrometeorologických prvků, které vstupují do s-o epizody během tání sněhu je poněkud sofistikovanější. V tabulce 3 jsou uvedeny vybrané N-leté průtoky z některých limnigrafických stanic.

Tok	Profil	Q_1	Q_5	Q_{10}	Q_{50}	Q_{100}
Juhyně	Kelč	9	31	44	80	99
Velička	Hranice	9	21	29	53	67
Vsetínská Bečva	Velké Karlovice	18	38	50	83	100
Rožnovská Bečva	Rožnov p.Radhoštěm	43	99	134	241	301
Rožnovská Bečva	Valašské Meziříčí	67	161	214	364	441
Vsetínská Bečva	Vsetín	126	234	279	378	420
Vsetínská Bečva	Jarcová	151	274	333	479	547
Bečva	Teplice n.Bečvou	219	452	555	799	908
Bečva	Dluhonice	239	466	564	792	892

Tab. 3: Vybrané N-leté průtoky pro hlásné profily předpovědní služby (upraveno podle [57], zdroj dat: ČHMÚ).

4.6 Pedologie

Povodí Bečvy je pestrou paletou různých půdních druhů a typů. S ohledem na mateční horninu a litologickou stavbu území převažují půdy jílovité a jílovitohlinité. Z hlediska půdního typu jsou dominantní hnědé půdy neboli kambizemě. Půdotvorným substrátem jsou sedimentární horniny karpatského flyše. V nejvyšších polohách zkoumaného území se vyskytují podzoly. Využívány jsou výhradně k lesnické výsadbě. Nivní půdy jsou logicky přítomné v nejnižších polohách vodních toků. Hnědozemě a černozemě se vyskytují značně ostrůvkovitě, především na dolním toku (v oblasti Bečevské brány). Jedná se o úrodné půdy intenzivně zemědělsky využívané a je jasné, že tyto půdy jsou nejvíce ovlivněny lidskou činností [57].

4.7 Biota

Krajina dolního toku Bečvy je daleko více zasažena antropogenní činností.

V obecném pohledu měly na charakter vývoje největší dopad pasekářská (16.-18. stol.) a valašská kolonizace (vrchol v 18. stol.). Krajinná a sídelní mozaika poté dostala typický ráz. Na lesnatost území měly též nezanedbatelný vliv sklárny v okrese Vsetín (Karolinka). Využití území k pastvě dalo vzniknout cenným bylinným společenstvům.

5 METODY ZPRACOVÁNÍ

Pro zpracování diplomové práce byl vyjma klasických kancelářských (nástroje sady MS Office) grafických (Adobe Photoshop, Adobe Illustrator, Corel) a DTP programů (Adobe InDesign), využitý software ArcGIS a ArcView z řady geografických informačních systémů. Tyto produkty firmy ESRI sloužili především pro předzpracování dat (schematizaci) samotného hydrologického modelování. Pro modelaci srážko-odtokových procesů, s důrazem na tání sněhu byl po konzultaci s vedoucím práce vybrán produkt HEC-HMS. Vhodnost volby podtrhovala dostupnost a freeware programu, nenáročnost vstupních dat a také konektivita na GIS aplikace (ESRI).

Vzhledem k tomu, že se nakonec nepodařilo s-o model z tání sněhové pokrývky v HEC-HMS vytvořit, byl jako alternativa vybrán modelační prostředek HYDROG.

Celkově se jednalo o tyto programy:

GIS aplikace

1. ArcGIS 9.1, verze ArcINFO s extenzemi Spatial Analyst, 3D Analyst, Geoprocessing
2. ArcView GIS 3.2 s extenzemi Spatial Analyst, 3D Analyst, Geoprocessing
3. Speciální extenze (ArcView GIS 3.2) HEC-GeoHMS, HEC-GeoHMS Add-In, Profile Extractor, Thiessen Polygons)

Hydrologický model

1. HEC-HMS 3.0.0
2. HEC-DSSVue 1.2
3. HYDROG

5.1 Charakteristika jednotlivých produktů

5.1.2 ArcGIS 9.1

Tento produkt firmy ESRI patří mezi vůbec nejrozšířenější GIS aplikace na světě a stal se už pojmem v rámci analýz geoobjektů. K programu existuje celá řada literatury a referencí, takže

nemá smysl v této práci popisovat jednotlivé charakteristiky a moduly. Z hydrologického hlediska je dobré zmínit potenciál nástroje Spatial Analyst, zvláště speciální položky menu „Groundwater“ a „Hydrology“, které představují pokročilé nástroje hydrologických analýz. Pro diplomovou práci bylo nejvíce využito nástroje Spatial Analyst a 3D Analyst, coby nástrojů předzpracování dat a samozřejmě také finalizaci podoby mapových výstupů, protože kartografické možnosti jsou opravdu košaté. Navíc možnosti importů a exportů přes nástroj ArcToolBox jsou vzhledem k zavedeným formátům prakticky neomezené. Více informací lze nalézt v příslušné literatuře [32].

5.1.3 ArcView GIS 3.2

Tento program lze stručně charakterizovat jako odlehčená a hlavně starší verze produktů ArcGIS 9.x. Nespornou výhodou a také hlavním důvodem, proč byl v diplomové práci aplikovaný, je využitelné množství extenzí, které jsou ve většině případů šiřitelné zdarma, což činí tento produkt pořád velmi výkonným. Mezi další výhody určitě patří přívětivost a intuitivnost prostředí a také zavedený standard v praktickém využívání hydrologických modelů. Nevýhodou jsou omezené kartografické prostředky. Více informací lze nalézt v příslušné literatuře [33].

5.1.4 HEC-GeoHMS 1.0

Představuje extenzi pro ArcView GIS 3.x, která umožňuje předzpracování hydrologického modelu, určení rozvodnic a konstrukci říční sítě, určení závěrového profilu povodí, určení finální podoby členění jednotlivých subpovodí, soutoků a říční sítě, výpočet některých fyzickogeografických charakteristik povodí (plocha, obvod, délka toku, sklon apod.) a sestavení a export hydrologického modelu povodí do HEC-HMS. Více informací lze nalézt v příslušné literatuře [34].

5.1.5 HEC-GeoHMS Add-In 2.0

Představuje nadstavbu extenze HEC-GeoHMS. Byla vytvořena v ČHMÚ za účelem doplnění chybějících možností původní extenze a rozšíření dalších výpočtů fyzicko-geografických charakteristik povodí a následný export hydrologického modelu povodí do HEC-HMS s doplněnými parametry.

5.1.6 HEC-DSSVue 1.2

Data Storage System Visual Utility Engine reprezentuje databázový systém vytvořený za účelem správy dat, které mají charakter posloupnosti, např. časové řady. Formát uložených dat je binární. Data jsou uložena podle indikativů: A – povodí, B – stanice, C – hydrometeorologický prvek ([49] str. 237–239), D – časové rozpětí, E – časový krok, F – další parametr (RADAR apod). Program umožňuje také vizualizaci veškerých schematizovaných elementů. Více informací lze nalézt v příslušné literatuře [35].

5.1.7 HEC-HMS 3.1.0

Tento produkt hydrologického centra americké armády, byl nejdříve vyvíjen pro potřeby krizového řízení v souvislosti s vodohospodářskou a ženíjní problematikou. Postupně byl legalizován i odborné veřejnosti. V současnosti je dostupný zdarma ve verzi 3.1.0 [31]. K programu je na stránkách centra bohatá dokumentace, od uživatelské a technické příručky až po FAQ – „často kladené otázky“.

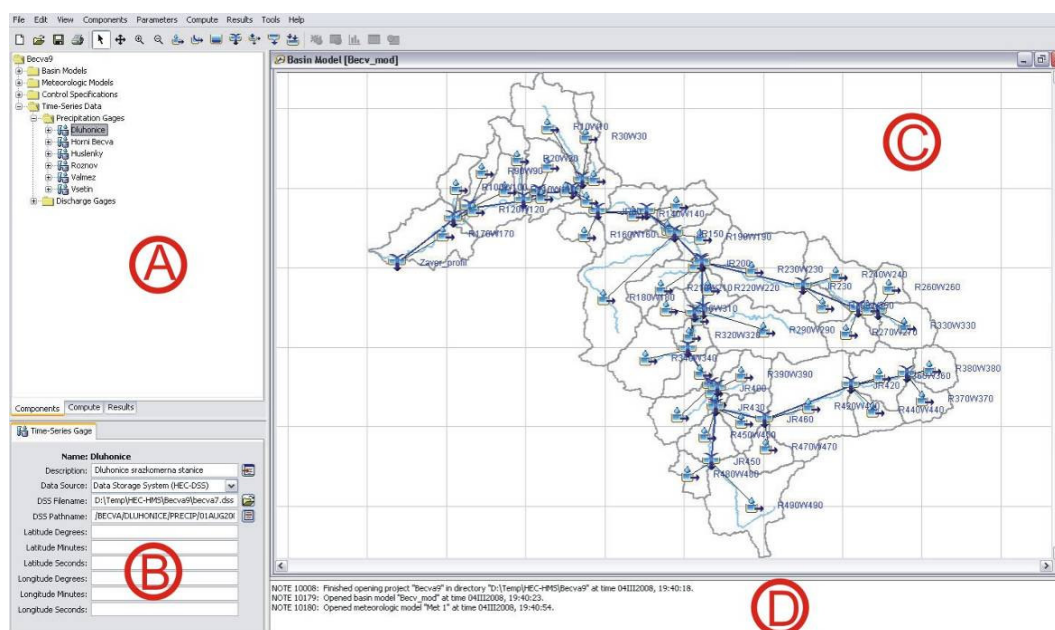
Software má přehledné ovládání, byť klade vysoké nároky na znalosti uživatele v oblasti hydrologie (ovšem v této oblasti je to celkem nutný předpoklad). Dosavadní zkušenosti se softwarem prokázaly jeho funkčnost i při nízké kvalitě vstupních dat, i když spolehlivost simulace obecně v takových případech klesá [57].

Software je dobře popsán s důrazem na praktické využití v hydrologii [36]. Je na místě říci, že velkou předností programu je řešení s-o simulace pomocí palety metodik, kdy si uživatel může zvolit podle potřeby tu nejvýhodnější metodu. Na obrázku 10 je zobrazeno základní rozhraní.

Struktura dat

S-o model HEC-HMS je obecně vyjádřen 3 komponentami:

1. model povodí (*basin model*, schematizace jednotlivých subpovodí a hydrografické sítě v rámci použitých metodik)
2. meteorologický model (*meteorologic model*, rozmístění meteorologických stanic na jednotlivých subpovodích)
3. kontrolní specifikace (*control specifications*, časová specifikace meteorologických dat)



Obr. 10: Schéma obrazovky programu HEC-HMS a její hlavní části: Průzkumník (A), Editor komponent (B), Obrazovka (C) a Poznámkový řádek (D).

Fyzikální deskripce

Jednotlivé hydrologické elementy jsou spojeny v rozvětvené síti, aby simulovali proces odtoku. Mezi tyto elementy patří: sub-povodí, vodní tok, soutok, nádrž, odklon toku, zdroj a deprese. Výpočet postupuje od pramene až k závěrovému profilu. Fyzikální reprezentace povodí je v tomto případě popsána dostatečně sofistikovaně.

Pro simulaci infiltrace ztráty na povodí v případě „událostního“ modelování (event modelling) je využito metody CN křivek (Curve Number, Soil Conservation Service) a metody Green Ampt. [37], [38]. Pro kontinuální simulace byl vytvořen algoritmus s řešením o 5 zónách, umožňující analyzovat pro období srážek i evapotranspirační ztráty.

Pro transformaci efektivní srážky na odtok model používá metod Clarkova jednotkového hydrogramu UH, Snyderova UH, SCS metody, modifikovaného Clarkova UH distribuovaného na povodí a metody kinematické vlnové aproximace.

Pro pohyb vody v korytech program nabízí metody: Muskingum, Muskingum-Cunge, kinematická vlnová aproximace a metodu lineárních nádrží.

Meteorologická deskripce

Modelace meteorologických dat využívá data ze srážek, evapotranspirace a tání sněhu. Zahrnuje šest rozdílných metod pro srážkové pole, dvě metody výpočtu evapotranspirace a jednu metodu pro tání sněhu.

Pro vstup srážkového pole lze použít metody Thiessenových polygonů (Voronoi diagram), IDW náhrady stanic (inverzní vážený průměr odvislý od vzdálenosti nahrazující stanice) či kontinuálního pole srážek. Odtok základní lze zadat konstantní z plochy, případně využít metodu recesní (metoda separace hydrogramu [37]).

Využitím měsíčních průměrných hodnot lze vypočítat potencionální evapotranspirační ztráty půdní vlhkosti. pomocí metody Priestley-Taylor.

Sledováním akumulace a táním sněhové pokrývky se zabývá metoda teplotního indexu. Využívá operativního výpočtu koeficientu tání, který se mění v závislosti na konkrétních atmosférických podmínkách a trvající kondici sněhu. Metoda bude v dalším text podrobně popsána.

Hydrologické modelování

Časové rozpětí simulace je řízeno kontrolními specifikacemi. Ty zahrnují počátek a konec simulace (den, hodina) a časový interval. Model je spuštěn vytvořením všech správných součástí: model povodí, meteorologický model a kontrolní specifikace. Volba spuštění zahrnuje úhrn srážek nebo koeficient odtoku, způsobilost uložení všech dat povodí v určitém čase a schopnost odladit model z dříve uložených dat.

Výsledek simulace jde znázornit na mapě povodí, případně v tabulce a grafu.

Odhad parametrů pomocí optimalizace

Využitím zkušebních optimalizací lze automaticky dosáhnout odhadu většiny parametrů jednotlivých hydrologických elementů. Pro odhad je nutné mít změřenou hodnotu odtoku aspoň jednoho sub-povodí, parametry jednotlivých elementů vyskytujících se proti proudu

vůči naměřenému lze odhadnout. Pro co nejvěrnější shodu odhadovaného vůči sledovanému existuje v programu několik funkcí.

Konektivita na GIS aplikace

Program je dostatečně výkonný na to, aby poskytl sofistikované zhodnocení povodí pomocí mnoha hydrologických elementů. Tyto elementy mohou být snáze čitelné využitím např. topografického mapového podkladu, případně pomocí ručního určení zájmové oblasti dané říční sítě. GIS aplikace mohou využít vhodná data, které celý modelační program efektivně zrychlí, viz extenze HEC-GeoHMS. Díky ní je model schopen vygenerovat kompletní schéma povodí pouze z DMT na zvolené rozlišovací úrovni.

5.1.8 HYDROG

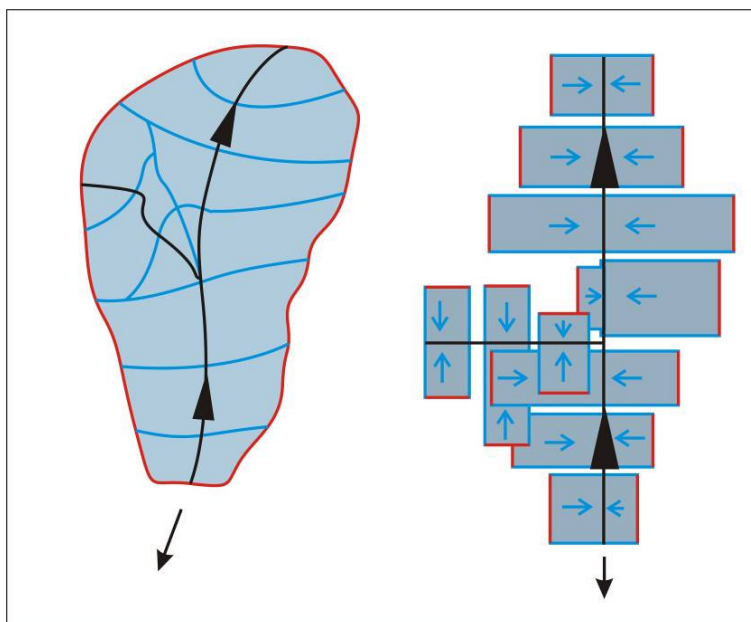
Předpovědní systém HYDROG (autorem je profesor Starý z VUT v Brně, vývoj probíhá nepřetržitě od roku 1991) je s-o semidistribuovaný model určený k simulaci nebo operativní předpovědi odtoku vody z povodí z příčinné přívalové srážky v rámci povodí bez nebo s nádržemi. Při simulaci se předpokládá, že hydrodynamické vlastnosti systému se nemění. Při použití pro operativní předpovědi se tyto určují ve vzájemně posunutých časových bodech, na základě okamžitého stavu systému a prognózy srážek ve srážkoměrných stanicích [53].

V ČHMÚ je používán pro výpočet předpovědí na regionálních předpovědních pracovištích v Ostravě (pro povodí Odry, Bečvy a horní Moravy) a v Brně (pro povodí Dyje).

Model využívá schematizaci povodí, která je popsána prostřednictvím grafu s vyznačením tzv. zavěšených ploch, hran a vrcholů, jejich pozice a funkce v grafu je dobře patrná z obrázku 11. V grafu představují hrany koryta toku, vrcholy reprezentují uzly říční sítě nebo místa vodohospodářských zařízení, plochy odpovídají jednotlivým subpovodím, z nichž je odtok realizován do příslušného úseku koryta toku. Schematizované plochy v grafu zachovávají velikost plochy povodí a jsou jim přiřazeny i další parametry povodí (sklon, drsnost povrchu, délka povrchového odtoku a hydrologická vodivost), které jsou považovány za konstantní v celé ploše.

HYDROG umožňuje omezenou editaci vstupních dat, možnost úplné editace poskytuje předřazený program AquaBase.

Model HYDROG je koncipován tak, aby nevyžadoval kontinuální provoz a bylo ho možné spustit pouze v případě výskytu povodňové situace.



Obr. 11: Princip schematizace povodí modelem HYDROG.

6 MODELACE ODTOKU ZE SNĚHOVÉ POKRÝVKY V PROSTŘEDÍ HEC-HMS

6.1 PŘEDZPRACOVÁNÍ DAT PRO HYDROLOGICKÝ MODEL

Velikou výhodou GIS nástrojů a systémů na hydrologické modelování je fakt, že oba pracují s prostorovými daty. Je logické, že nastalo propojování těchto systémů. Tento trend je stále sílící jak na komerční úrovni (ESRI ArcGIS, Intergraph GeoMedia, DHI MIKE Zero apod.), tak i na úrovni freeware a nástrojů open source (GRASS GIS, HEC-HMS).

Hydrologický modelovací software vyžaduje data zpracovaná v prostředí GIS systémů ve specifické formě. Ucelený přehled základních typů vstupních dat a jejich vlastností, které mohou být využity v s-o modelech je ukázán v tabulce 4. Tato činnost se nazývá souhrnně předzpracování dat, nebo-li preprocessing. Není to nic jiného, než využití analytického potenciálu pro práci s prostorovými daty.

Analytické funkce GIS (s důrazem na hydrologickém modelování) jsou zpravidla členěny do 4 skupin (upraveno podle [39]):

1. údržba a analýzy geometrické složky dat
2. údržba a analýzy atributové složky dat
3. integrované analýzy geometrické a atributové složky dat
4. výstupní operace dat pro hydrologické modely

Mezi hlavní schopnosti GIS aplikací patří možnosti integrace analýzy prostorových dat, automatizované zpracování prostorových dat, možnosti analytických operací, modelování a simulace prostorových dat, vizualizační nástroje, možnosti kartografického zobrazení, možnosti výstupu a import/export formátů. Tyto vlajkové nástroje GIS systémů jsou tím hlavním rozdílem od programů pro automatické mapování, případně CAD systémů.

DATA	Zdroj		Proces tvorby v GIS				Důležitost		Datový typ	
	primární	odvozená	interpretace	interpolace	vektORIZACE	rasterizace	povinná	volitelná, doplňující	rastr	vektor
DMT	•			•		•	•		•	
sklon svahu		•	•			•	•		•	
orientace svahu		•	•			•	•		•	
zakřivení terénu (obecně)		•	•			•		•	•	
směr odtoku		•	•			•	•		•	
akumulace odtoku		•	•			•	•		•	
odtoková síť	•	•			•			•	•	polylinie
soutok		•	•		•			•		bod
propad, odběr apod.		•	•		•			•		bod
vektor rozvodnice subpovodí	•	•	•		•		•			polygon
vodní nádrž	•		•				•			polygon
grid CN křivky (SCS CN)	•		•			•		•	•	
grid času koncentrace TC		•	•			•		•	•	
podélný profil		•	•		•		•			polylinie
příčný profil		•	•	•	•		•			polylinie
hydrogeologické jednotky	•		•		•	•		•	•	polygon
půdní druh a typ	•		•		•	•	•	•	•	polygon
land cover	•		•		•	•	•	•	•	polygon
land use	•		•		•	•	•	•	•	polygon
drsnost dle Manninga apod.		•	•			•	•		•	
index listové pokrývnosti LAI	•		•		•	•	•	•	•	polygon

Tab. 4: Přehled základních typů vstupních dat a jejich vlastností, jež mohou být využity v s-o modelech (upraveno podle [58]).

6.1.1 Vstupní data

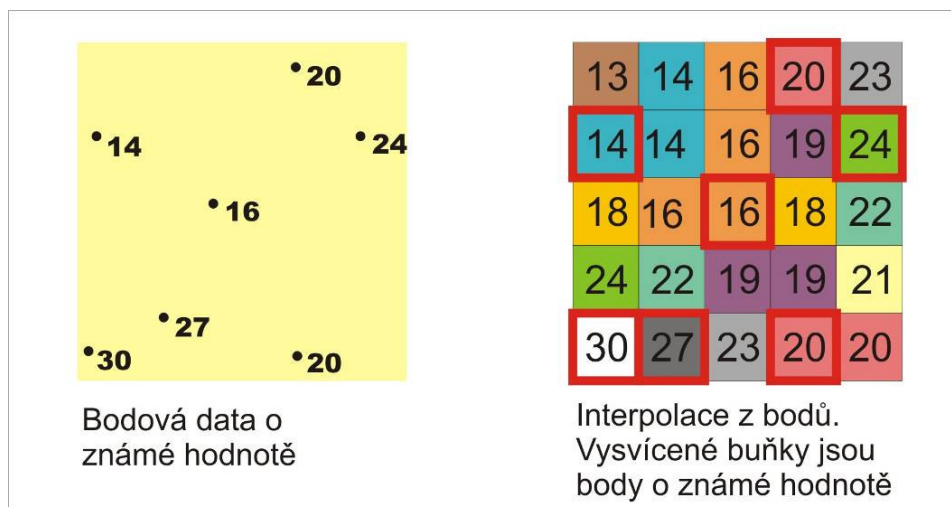
Pro potřeby schematizace a vypočtení fyzicko-geografických charakteristik povodí Bečvy bylo využito vektorových dat DMÚ 25 ve formátu shp. Jednalo se o liniovou vrstvu vodních toků a vrstevnic (výšková diference 5 m) a polygonovou vrstvu vodních nádrží.

Pro doplnění charakteristik povodí pomocí extenze HEC-GeoHMS Add-In bylo potřeba získat vrstvu CN křivek z disertační práce Unucky [57]. Bodová vrstva meteorologických stanic a polygonová vrstva povodí byla poskytnuta vedoucím práce. Hlavním teoretickým zdrojem informací celého preprocesingu v extenzích HEC-GeoHMS a HEC-GeoHMS Add-In se stala práce Šercla (2004)[41].

6.1.2 Příprava modelu terénu pro hydrologický model

Pro vytvoření DMT neboli digitálního modelu terénu byla využita interpolační metoda *Topo to Raster*, která je součástí modulu Spatial Analyst v prostředí ArcGIS 9 a slouží k rastrové reprezentaci. Rastr (grid) představuje datovou strukturu, která má lepší použití u operací mapové algebry než je tomu u topologické struktury TIN. Její další výhodou je lepší přenositelnost mezi GIS aplikací a hydrologickým modelem (např. v ASCII formátu). Bohužel má rastrová struktura i své minusy, mezi které patří velikost souboru a malá vypovídací schopnost postihnout náhlou lokální změnu v průběhu terénu, např. přesmyk horninových vrstev, terénní zářez, sklaní převisy, antropogenní valy apod. Teoretickou povahu DMT rozebírá např. práce Tučka [40]. Obecně platí, že rastrová struktura je nejvíce využívána u s-o modelů (HEC-HMS, MIKE SHE, SIMWE, TOPMODEL, CASCD2D, SWAT), kdežto vektorová TIN reprezentace DMT nejlépe charakterizuje modely hydrologické (HEC-RAS).

Interpolační metoda *Topo to Raster* využívá několika vstupních dat, které výsledný model zpřesňují. Nejsou to jenom vrstevnice, ale i vodní toky a vodní plochy, bezodtoké oblasti, hranice povodí nebo výškové body. Tato technika byla vyvinutá speciálně pro modelaci hydrologicky korektního DMT bez nutnosti velkého množství vstupních dat, která má tu vlastnost, že voda, ať již spadne v kterékoliv části povodí, musí dotéci do námi zvoleného závěrového profilu – je zbavena bezodtokých depresí (sinks), které by komplikovaly numerické řešení odtoku vody v povodí. Spojuje tři metody interpolace (Spline, IDW, kriging), přičemž klade důraz na hlavního erozního činitele – vodu. [42] Obecný princip interpolace rastru je znázorněn na obrázku 12.



Obr. 12: Interpolace rastru – obecný princip (upraveno podle ESRI ArcGIS Help).

Metoda *Topo to Raster* vyžaduje pro správný výpočet další vstupní parametry – výsledné rozlišení, prostorový rozsah výsledného gridu, počet pixelů za hranicí povodí, které ještě vstupují do interpolace, minimální a maximální výška výsledného DMT, maximální počet iterací apod. V mém případě bylo nastaveno rozlišení (output cell size) na 10 m (obrázek 13). Obecně lze říci, že nemá smysl provádět analýzy na rastru o rozlišení 25 m a nižším, pokud chceme obdržet topograficky korektní rozvodnice a odtokovou síť. Ostatním položkám bylo ponecháno standardní (defaultní) nastavení.

Feature Layer	Field	Type
D:\vrstevnice.shp	VRST_ID	Contour
D:\Vodni_tok_Becva.shp		Stream
D:\vni_Becva.shp		Lake
D:\povodi.shp		Boundary

Output surface raster: D:\DEM

Output cell size (optional): 10

Output extent (optional):

Y Maximum: -1106820,867508

X Minimum: -549215,361906 X Maximum: -458993,819234

Y Minimum: -1183945,678576

Clear

Margin in cells (optional): 20

Smallest z value to be used in interpolation (optional):

Largest z value to be used in interpolation (optional):

Drainage enforcement (optional): ENFORCE

Primary type of input data (optional): CONTOUR

Maximum number of iterations (optional): 40

Roughness penalty (optional):

Discretisation error factor (optional): 1

Vertical standard error (optional): 0

Tolerance 1 (optional):

Tolerance 2 (optional):

Obr. 13: Parametrizace modelu terénu pomocí metody Topo to Raster v prostředí ArcGIS 9.1.

6.1.3 Extenze HEC-GeoHMS a HEC-GeoHMS Add-In

Obě extenze fungující v nástroji ESRI ArcView a ArcGIS jsou produktem HEC-USACE. Pro verzi ArcView 3.x jsou zdarma dostupné na webu [34].

Tyto extenze představují pokročilý nástroj pro schematizaci sdruženého nebo celistvého, semidistribuovaného a distribuovaného modelu pro model tání sněhové pokrývky v prostředí HEC-HMS. Vyžadují přítomnost Spatial Analyst.

Vstupním souborem je DMT v rastrové reprezentaci (grid). Schematizace, která se následně vytvoří je vztažena k finálnímu bodu celého povodí – závěrovému profilu. Po aktivaci obou extenzí se vytvoří v projektu ArcView dokumenty *Main View* (slouží hlavně pro předzpracování DMT) a *Proj View* pro finální zpracování projektu HEC-HMS. Automaticky se aktivuje zobrazení *Main View* a před samotným začátkem je nutné nastavit jednotky zobrazení a projekt uložit. Pak lze položkou „*Start New Project*“ začít samotný preprocessing DMT [58].

6.1.3.1 Konstrukce říční sítě pomocí extenze HEC-GeoHMS

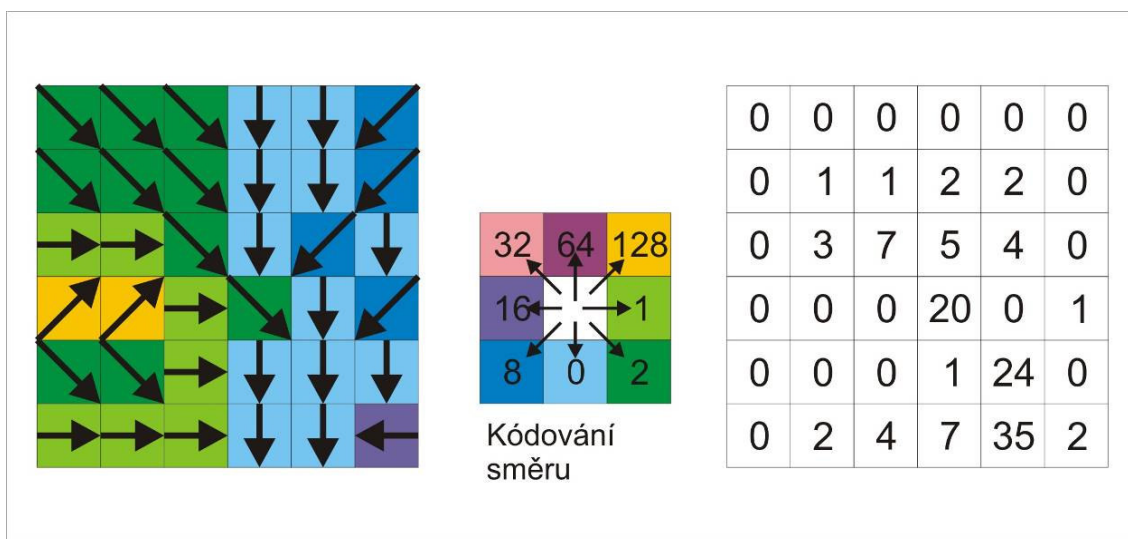
Pro práci s extenzí HEC-GeoHMS je důležité vědět, že plošný rozsah prováděných analýz je automaticky vztažen k vrstvě v zobrazení (View) mající největší rozsah, i když se tato vrstva výpočtu ani nezúčastní. Kvůli urychlení práce je proto důležité oříznout vstupní DMT na operační rozsah a v zobrazení (View) ponechat jenom vrstvy, které do analýz vstupují. HEC-GeoHMS ve verzi 1.0 umožňuje především (upraveno podle [58]):

- předzpracování modelu terénu
- konstrukce rozvodnic a odtokové sítě
- určení závěrového profilu zkoumaného povodí
- určení finální podoby členění na jednotlivá subpovodí a odtokové sítě
- výpočet některých fyzickogeografických charakteristik povodí
- výpočet důležitých parametrů subpovodí a úseků toků
- sestavení a export hydrologického modelu povodí pro HEC-HMS

Nutným krokem k odvozování fyzicko-geografických charakteristik povodí je určení průběhu rozvodnic. Kvůli správnosti všech výpočtů je nutné využívat rozvodnic získaných automaticky z hydrologicky korektního DMT, které jsme si vytvořili v minulém kroku. DMT s touto vlastností nesmí obsahovat žádné sinky, ze kterých by voda nemohla žádným způsobem vytékat.

První analýzou tedy bylo vyplnění lokálních sníženin v terénu na úroveň sousedního okolí („*Fill sinks*“). Tedy, ze „surového“ DMT byl už opravdu vytvořen hydrologicky korektní *fillgrid*. Poté následovali další procedury z menu „*Terrain Preprocessing*“.

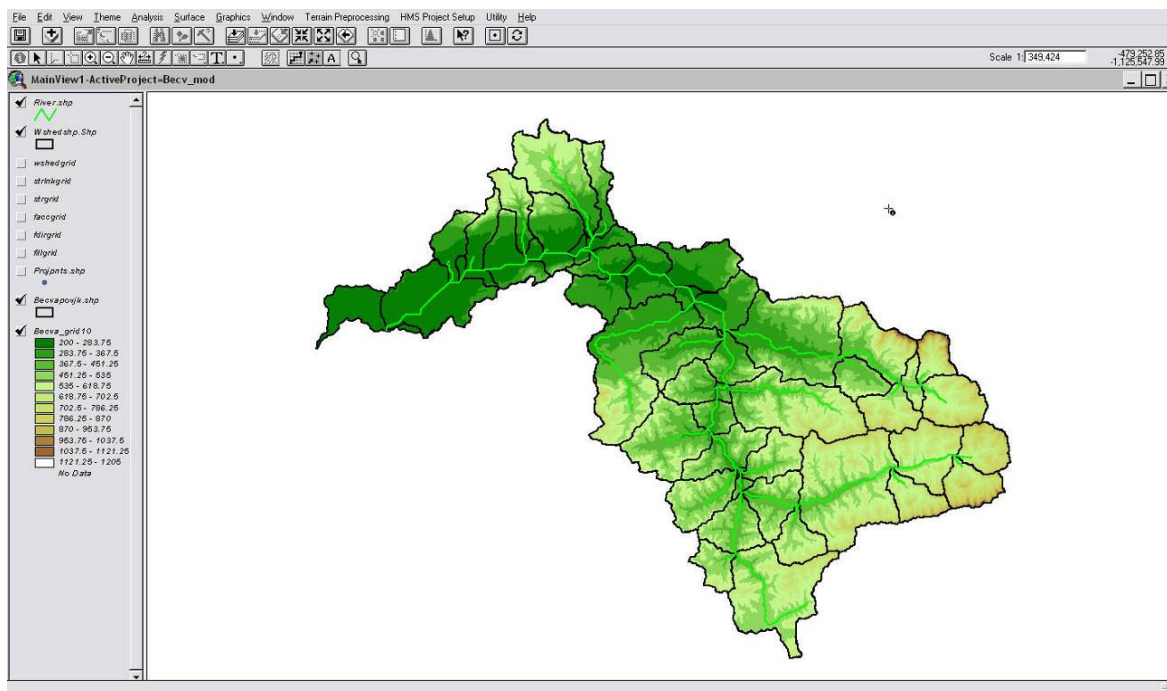
- nezbytným krokem bylo určení vektorů stékání („*Flow direction*“) na základě největšího lokálního sklonu terénu; výsledkem byl rastr s hodnotami orientace vektoru jako mocniny 2
- byla určena tzv. akumulace vody („*Flow Accumulation*“) v každé buňce rastru terénu, tj. sumy všech buněk, ze kterých přitéká voda do dané buňky; výsledkem byl rastr s hodnotami reprezentujícími počet „přispívajících“ buněk. Jak demonstruje obrázek 14, pokud je počet přispívajících buněk nad zvolenou úrovní, pak se aktuálně šetřená buňka klasifikuje jako buňka kumulující odtok.




Obr. 14: Princip vytvoření rastru akumulace odtoku (flow accumulation grid) z rastru směru odtoku (flow direction grid) (upraveno podle nápovědy ESRI ArcGIS).

- dále byla odvozena definice toků („*Stream definition*“) s hodnotou akumulace vody větší než určitý práh (udávaný buď počtem, nebo plochou přispívajících pixelů); tento

- práh totiž určuje jakousi generalizaci říční sítě, na jejímž základě je potom povodí děleno na jednotlivá menší subpovodí
- další procedurou bylo rozdělení toku do jednotlivých orientovaných říčních úseků („*Stream Segmentation*“) a určení soutoků, které oddělovaly jednotlivé říční segmenty; výsledkem byl klasifikovaný rastr, kde každá buňka náležející danému povodí má stejnou hodnotu
 - dále bylo nezbytné určit povodí, každého říčního úseku („*Watershed Delineation*“); výsledkem byl klasifikovaný rastr, kde každá buňka přináležející danému povodí má stejnou hodnotu (shodnou s hodnotou příslušného říčního úseku)
 - v dalším kroku se převedl rastr povodí na polygonovou (vektorovou) vrstvu rozvodnic („*Watershed Polygon Processing*“)
 - posledním krokem bylo převedení rastru říčních úseků na liniovou (vektorovou) vrstvu vodních toků („*Stream Segment Processing*“) [41].



Obr. 15: Schéma říčních úseků (zelená) a jejich povodí (černá).

Pro urychlení následných procedur bylo nutné ještě provést krok automatické agregace povodí („*Watershed Aggregation*“). Provedením výše uvedených kroků a určením závěrového profilu pomocí tlačítka  je možno první část preprocesingu finalizovat pomocí položky menu „*Generate Project*“. Na obrázku 15 je znázorněno schéma říčních úseků.

Tím se automaticky vytvoří projekt v rozhraní dokumentu „*Proj View*“ a je následně dovoleno pokračovat ve výpočtu dalších parametrů subpovodí a říčních úseků. Extenze nabízí také další možnosti editace jednotlivých subpovodí, a sice zjednodušení (sloučení povodí, úseků toků) či naopak přidání dalších profilů, pro které by se vygenerovaly automaticky rozvodnice, k čemuž pomáhá položka menu „*Basin processing*“. V tomto případě žádná posteditace nenastala. Obecně lze říci, že všechny uvedené nástroje extenze HEC-GeoHMS mají lepší výsledky v případě, pokud je vstupní DMT verifikován a opraven za využití reálné odtokové sítě [58]).

Po uvedení modelu povodí říční sítě (schematizace) do požadovaného stavu, je možno přikročit k využití závěrečné sady příkazů, a sice výpočtu fyzicko-geografických parametrů povodí a připravit data pro soubor schematizace HEC-HMS (*.basin), případně pro další zpracování. Na obrázku 16 jsou zobrazeny položky menu „*Basin characteristics*“ a „*HMS*“.

V menu „*Basin characteristics*“ je dobré využít následujících příkazů:

- „*River Length*“ – výpočet délky jednotlivých úseků toku
- „*River Slope*“ – výpočet sklonů jednotlivých úseků toku, nutno věnovat pozornost volbě jednotek vstupního DMT
- „*Basin Centroid*“ – umožňuje určit těžiště povodí podle tří různých metod
- „*Longest Flow Path*“ – vypočítá délku a sklon maximální délky toku (nejdelší údolnice povodí)
- „*Centroidal Flow Path*“ – vypočítá délku toku z profilu průmětu těžiště na hlavní tok k závěrovému profilu povodí

Výsledné hodnoty jsou zapsány do atributové tabulky polygonového tématu povodí (watershed.shp) a zároveň jsou vytvořeny i vektorové vrstvy těžiště (bodová), maximální délky toku v povodí a délky toku od těžiště povodí k závěrovému profilu (liniové) [41].

Pro celkové sestavení schematického modelu povodí a následného exportu s využitím potřebné topologie slouží menu „*HMS*“. Jednotlivé položky v menu se spouštějí „od shora“, jak jdou za sebou:

- a) „*Reach AutoName*“ – jsou přiřazena automatická jména jednotlivým úsekům toku ve formátu „*Rxxx*“, např. R120

- b) „*Basin Autoname*“ – jsou přiřazena automatická jména subpovodím ve formátu „RxxxWxxx“, např. R120W120 (možné v extenzi HEC-GeoHMS Add-In změnit)
- c) „*Map to HMS Units*“ – je nutno věnovat pozornost volbě potvrzení jednotek (jednotky SI)
- d) „*HMS Check data*“ – je provedena verifikace topologie a výsledky zapsány do souboru
- e) „*HMS Schematic*“ – je vytvořen schématický model povodí (body – těžiště povodí, soutoky; linie – úseky toků) v podobě bodové a liniové vrstvy
- f) „*HMS Legend*“ – je přiřazena legenda schématu modelu pro topologickou kresbu v HEC-HMS
- g) „*Add Coordinates*“ – jsou přiřazeny souřadnice schématickému modelu pro topologickou kresbu v HEC-HMS
- h) „*Background Map File*“ – je vytvořen exportní soubor s geometrií rozvodnic a říční sítě pro HEC-HMS (soubor mapfile.map), tento soubor byl následně využit jako podkladovou mapu v projektu HEC-HMS (Background map v položce View)
- i) „*Distributed Basin Model*“ – je vytvořen exportní soubor schematizovaného hydrologického modelu ve formátu HEC-HMS (možné v dalším kroku, využitím extenze HEC-GeoHMS Add-In znovu vyexportovat s doplněnými parametry)


Basin Characteristics	HMS
River Length	Reach AutoName
River Slope	Basin AutoName
Basin Centroid	Map to HMS Units
Centroid Elevation Update	HMS Check Data
Longest Flow Path	HMS Schematic
Centroidal Flow Path	HMS Legend
	Add Coordinates
	Background Map File
	Lumped Basin Model
	Grid Cell Parameter File
	Distributed Basin Model

Obr. 16: Nabídka položek „Basin characteristics“ a „HMS“.

Provedením těchto kroků je vytvořen základní soubor schematizace povodí pro HEC-HMS (hmsfile.basin), respektive základní forma tohoto souboru, ve které schází hydrologicko-hydraulické parametry odvislé od zvolených metodik výpočtu. Pro výpočet zbylých parametrů byla proto vytvořena extenze HEC-GeoHMS Add-In [41].

6.1.3.2 Doplnění charakteristik pomocí extenze

HEC-GeoHMS Add-In

Protože extenze HEC-GeoHMS exportuje pouze základní „holý“ model povodí a říční síť, další parametry, jako je např. grid CN křivek následně určující odtokové ztráty nebo výpočet doby koncentrace bylo třeba doplnit pomocí extenze HEC-GeoHMS Add-In. Pomocí tlačítka  dojde ke zpřístupnění této extenze a zároveň dojde k vypnutí HEC-GeoHMS.

HEC-GeoHMS Add-In doplňuje základní funkčnost o [58]):

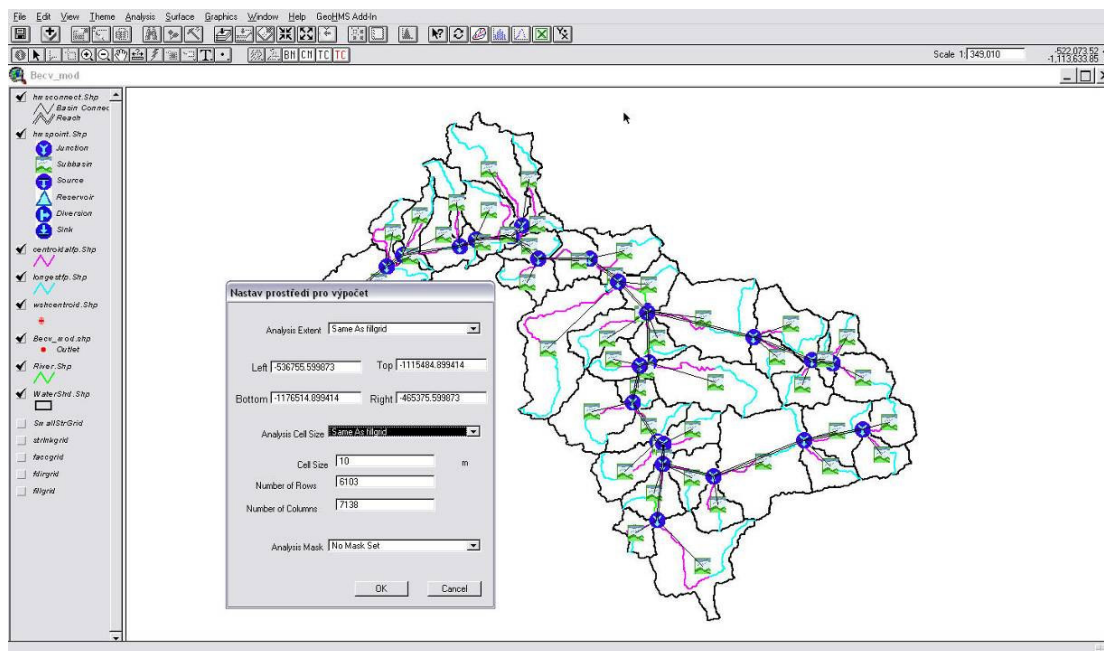
- další výpočet fyzicko-geografických charakteristik povodí
- výpočet průměrné hodnoty CN a podílu nepropustných ploch
- výpočet doby koncentrace podle různých metodik
- export hydrologického modelu povodí pro HEC-HMS s doplněnými parametry

První položkou schematizace povodí pomocí extenze HEC-GeoHMS Add-In byl výpočet fyzicko-geografických charakteristik z DEM. Jedná se vlastně o nadstavbu procedur z menu „*Basin Characteristics*“ (extenze Hec-GeoHMS).

Volbou menu „*Charakteristiky z DEM*“ procedura nejprve vyzve k upřesnění výpočetního prostředí (obrázek 17). Je totiž nutné zadat znovu rozsah analýzy i velikost buňky rastru (extenze HEC-GeoHMS totiž nastavuje „defaultní“ prostředí, proto je nutné zadat znovu). Nejvhodnější je zvolit prostorový rozsah a velikost buňky podle prvního vytvořeného rastru, což je „Fillgrid“ vypočítaný v kroku „*Fill sinks*“ v prostředí extenze HEC-GeoHMS. Po potvrzení dialogového okna došlo k výpočtu vybraných charakteristik a zápisu následujících položek do atributové tabulky vrstvy představující subpovodí [41]. Vybrané parametry jednotlivých subpovodí jsou stručně charakterizované v tabulce 5.

BASINAREA	plocha subpovodí v km ²
PERIMETER	obvod subpovodí v m, tzn. délka rozvodnice daného subpovodí
CENTROIDX	souřadnice X těžiště povodí
CENTROIDY	souřadnice Y těžiště povodí, souřadnice těžiště přebírá z výsledků extenze „HEC-GeoHMS“, pokud jsou k dispozici
MEANELEV	průměrná nadmořská výška subpovodí v m.n.m.
BASINSLOP	sklon subpovodí (poměrné číslo)
MFDIST	maximální délka toku v povodí v m
MFDSLOPE	průměrný sklon povodí podél maximální délky toku (poměrné číslo)
CENTOUT	délka toku z profilu průmětu těžiště subpovodí na hlavní tok k závěrovému profilu subpovodí v m (hodnota je převzatá z výsledků extenze „HEC-GeoHMS“, pokud jsou k dispozici)
SLCENTOUT	průměrný sklon subpovodí podél toku z profilu průmětu těžiště povodí na hlavní tok k závěrovému profilu subpovodí (poměrné číslo)

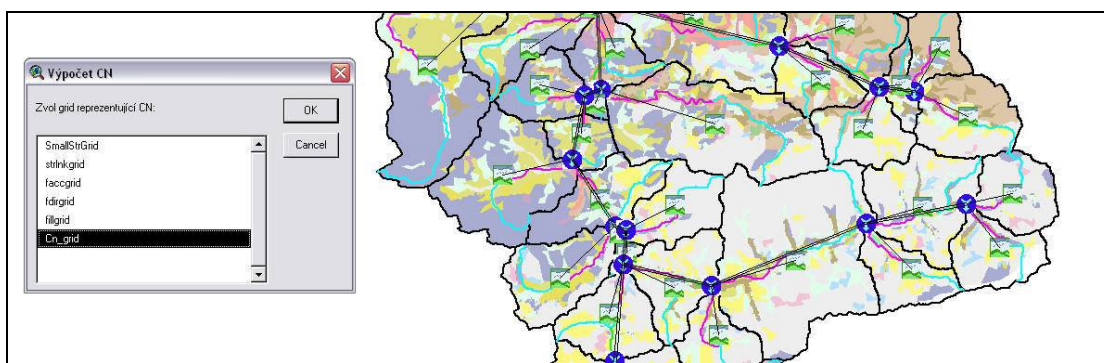
Tab. 5: Parametry jednotlivých subpovodí.



Obr. 17: Volba územního rozsahu a velikosti buňky analýzy v HEC-GeoHMS Add-In.

Po aktualizaci charakteristik subpovodí je bylo možno přikročit k dalšímu kroku, a sice využití CN křivek pro výpočet efektivní srážky dle metody SCS CN (viz kapitola 6.2.3)

Hodnota CN svým významem představuje parametr, jímž se bude řídit výpočet odtokové ztráty v modelu tání sněhu. Může nabývat hodnot od 0 do 100 (v praxi většinou 40–100). Znamená to, že při hodnotě 100 jsou nulové ztráty na odtoku, naopak hodnota 0 znamená, že efektivní srážky jsou rovné 0 (ze srážek nic neodtéká) [41]. Pro horská povodí typu Bečva, Bělá apod. nabývají čísla CN hodnot v intervalu (60,85). Hodnoty CN se odvozují na základě kombinace informace o využívání území (land use) a informace o tzv. hydrologické skupině půdy, která vlastně představuje propustnost půdy (de facto je to funkce mocnosti půdního profilu a hydraulické vodivosti). Podrobnosti lze nalézt v příslušné literatuře [38] nebo v odborných popisech metodik používaných v s-o modelech.



Obr. 18: Volba vstupní vrstvy pro výpočet hodnot CN křivek.

Volbou tématu „Výpočet CN“ (obrázek 18) byl zvolen grid prezentující hodnoty CN (viz vstupní data, rozlišení pixlu bylo 5 m). Provedl se výpočet průměrné hodnoty pro každé subpovodí. Výpočtem byly vytvořeny a naplněny následující položky v atributové tabulce vrstvy povodí (watershd.shp):

- CN - průměrná hodnota CN
- RTIMP - procento nepropustných ploch, výpočet podílu nepropustných ploch v subpovodí je nasnadě – např. pomocí extenze XTools (jako nepropustné plochy zvolit kategorie vodních toků a ploch, intravilánu obce, komunikací, průmyslových a zemědělských objektů); z minulých měření na řece Bečvě (průměrná hodnota je kolem 3-4%) je praktické využití pro model tání sněhové pokrývky zanedbatelné, proto je naplněno 0; (v urbanizovaných oblastech je význam větší)
- I_LOSS - počáteční ztráta na odtoku v mm, je závislá na hodnotě CN a naplněna v atributové tabulce dle vztahu:

$$I_{LOSS} = \frac{(25400 - (254CN))}{CN} 0,2 \quad (6.1)$$

Velkou výhodou extenze HEC-GeoHMS Add-In je skutečnost, že se výsledné parametry mohou pomocí kurzorového dotazu následně editovat (platí to jak pro výpočet CN hodnot, tak i pro následný výpočet doby koncentrace). V tomto případě nebylo závěrečné editace potřeba.

Poslední položkou z menu, která byla využita v rámci schematizace byl výpočet doby koncentrace (TC – Time of Concentration). Je to čas, za který jednotka vody doteče z nejvzdálenějšího místa povodí do závěrového profilu povodí. Jedná se o jednu z nejdůležitějších charakteristik povodí, neboť významně určuje např. tvar povodňové vlny, a to přímo zejména rychlost nástupu povodňové vlny a nepřímo velikost kulminace.

Oproti tomu TLAG je čas, který uplyne od vypadnutí centra příčinné srážky (zpravidla nejvyšší pořadnice hyetogramu, tj. maximální intenzity) na povodí do okamžiku výskytu kulminačního průtoku v závěrovém profilu povodí.

Ve světě byla empiricky vytvořena řada vzorců TC a TLAG, které využívají fyzicko-geografických charakteristik povodí. V našem případě bylo implicitně použito vzorce SCS (Soil Conservation Service) pro výpočet TLAG [41] a [58]):

$$TLAG = L^{0,8} \frac{(S + 1)^{0,7}}{1900\sqrt{Y}} \quad (6.2)$$

kde,	L	maximální délka toku v povodí ve stopách	[ft]
	S	maximální retence povodí,	[in]
		definovaná jako (1000/CN)-10	
	Y	sklon povodí v %	

Vztah mezi TC a TLAG je potom:

$$TLAG = 0,6TC \quad (6.3)$$

Dobu zdržení vody v povodí představuje parametr R (tzv. storage coefficient).

Vypočítá se jako:

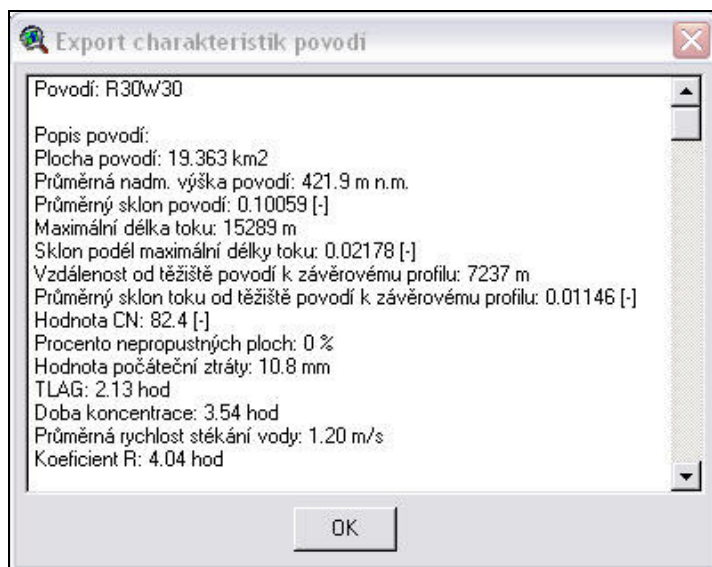
$$R = AL^B S_{1085}^C \quad (6.4)$$

kde,	L	je maximální délka toku v povodí	[mi]
	S_{1085}	je průměrný sklon povodí podél maximální délky toku	[ft.mi ⁻¹]
		v úseku mezi 10-85% délky,	
	A, B, C	jsou parametry rovnice odvozené pro stát Illinois; pro podmínky ČR byly upraveny na hodnoty A=80, B=0,342, C=-0,79	

Výpočtem byly opět vytvořeny a naplněny následující položky v atributové tabulce vrstvy povodí (watershd.shp):

TC	- doba koncentrace	[hod]
TLAG	- doba od okamžiku výskytu maximální intenzity srážky po okamžik výskytu kulminačního průtoku	[hod]
RC	- doba zdržení vody v povodí (storage coefficient)	[hod]

Veškeré parametry lze pro jednotlivá subpovodí zobrazit pomocí položky menu „*Export charakteristik povodí*“ (obrázek 19). Pro další potřeby je možné textové údaje uložit do textového dokumentu.



Obr. 19: Závěrečný výpis parametrů pomocí položky menu „Export charakteristik povodí“.

Ke konečné finalizaci schematizace povodí Bečvy je třeba provést poslední krok, a sice zvolit položku menu „*Aktualizace souboru pro HEC-HMS*“ (položka je zpřístupněna pokud byl schematizovaný model povodí dříve vytvořen pomocí extenze HEC-GeoHMS, tj. vrstva povodí nebyla importována). Dojde k vytvoření souboru s názvem „hmsfile.basin“, který slouží jako vstup do srážko-odtokového modelu HEC-HMS.

V podstatě nejde o nic menšího, než o analogii menu „*HMS/Distributed Basin Model*“. Jediný rozdíl je v tom, že zde jsou do zmíněného souboru doplněny parametry CN křivek, doby koncentrace a procenta nepropustných ploch.

Finálním bodem preprocesingu modelace povodí Bečvy pomocí zmíněných extenzí bylo založení nového projektu v HEC-HMS a následný import souborů „hmsfile.basin“ a „mapfile.map“.

6.2 PARAMETRIZACE MODELU V HEC-HMS

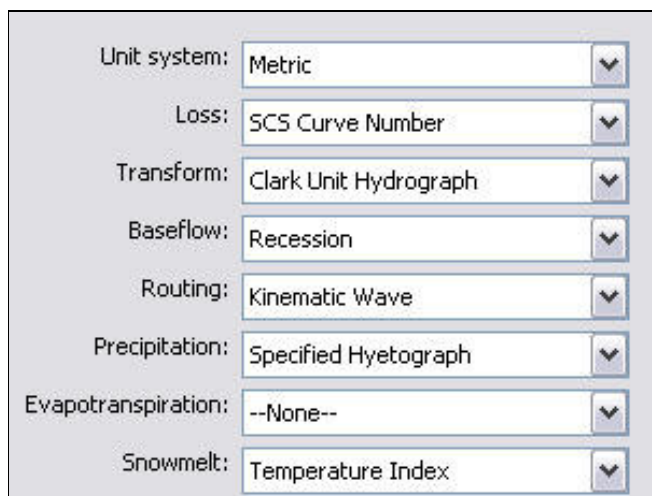
6.2.1 Vstupní data

Pro kalibraci modelu bylo využito dat meteorologických stanic povodí Bečvy z období 01.08.2005 až 30.08.2005 v hodinovém kroku, které byly poskytnuty vedoucím práce. Pro tvorbu modelu tání sněhové pokrývky byly poskytnuty data z ostravské pobočky ČHMÚ z období 01.02.2006 až 31.05.2006 v denním kroku.

6.2.2 Založení projektu

Prvotní fází bylo založení nového projektu v HEC-HMS. Pomocí položky menu *File/ Import/ Basin Model* bylo možné importovat předzpracovaný schematizovaný model povodí z extenzí HEC-GeoHMS a HEC-GeoHMS Add-In. Ke geografické lokalizaci slouží menu *View/ Background Maps*, které načte hranice jednotlivých subpovodí Bečvy. Pro lepší orientaci je dobré, aby v zobrazovacím okně bylo celé povodí zahrnuté – využijeme *View/ Maximum Extents*, kde v rolovacím menu nástroje *Method* zvolíme *Union of All Maps and Elements*.

V další části bylo vhodné nastavit všechny metody, které budou použity pro celkový výpočet odtoku – *Tools/Project Options* (obrázek 20). Tyto budou v dalším textu postupně vysvětleny.



Unit system:	Metric
Loss:	SCS Curve Number
Transform:	Clark Unit Hydrograph
Baseflow:	Recession
Routing:	Kinematic Wave
Precipitation:	Specified Hyetograph
Evapotranspiration:	--None--
Snowmelt:	Temperature Index

Obr. 20: Nastavení jednotlivých metod zahrnutých do výpočtu.

6.2.3 Nastavení parametrů přímého odtoku

Během schematizace povodí pomocí extenzí byly zatím nastaveny jenom odtokové parametry vztažené korytu říční sítě. Tyto informace si HEC-HMS rozdělil na parametry související s infiltrací a parametry související s transformací srážek na subpovodí.

Počáteční ztráta srážek, hodnota CN křivek a procentuální zastoupení nepropustných ploch (hodnota 0, viz kapitola 6.1.3.2) na subpovodí patří mezi parametry infiltrační (Loss Rate).

Pro určení ztráty na povodí a infiltrace bylo využito metody SCS CN. Tato metoda byla odvozena na základě analýz jednotkového hydrogramu pro zemědělská povodí [38]. Nespornou výhodou je možnost rastrové reprezentace hodnot CN. Povrchový odtok je v případě SCS metody odvozován ze vztahu:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a + S)} \quad (6.5)$$

kde,	Q	povrchový odtok	[mm]
	P	srážky	[mm]
	I_a	počáteční ztráta na povodí	[mm]
		lze odhadnout vztahem $I_a = 0.2S$	
	S	parametr daný vztahem $S = 25.4(1000/CN - 10)$	[mm]

V rámci transformační procedury bylo využito metody Clarkova jednotkového hydrogramu s parametry: doba koncentrace (Time of Concentration) a s koeficientem retence (Storage Coefficient). Samotná metoda je vcelku dobře použitelná [37], [38]. Pro účely tohoto přehledu je dobré uvést základní pravidla [59]:

1. srážky stejné doby trvání a různé intenzity, rovnoměrného časového a prostorového rozložení na povodí vyvolávají hydrogramy o stejných časových základnách nezávisle na úhrnu deště (= předpoklad odtoku z celého povodí).
2. platí princip podobnosti hydrogramů
3. platí princip superpozice jednotkových hydrogramů, tzn. že déšť libovolné délky trvání odpovídající principům bodu 1. lze transformovat do hydrogramu postupným sčítáním příslušných UH odpovídajícím jednotkovému efektivnímu

dešti. Postupným sčítáním UH vzniká S-křivka (viz např. Bedient et Huber 2002), která je schopna postihnout déšť o libovolné době trvání t_d

Metoda Clarkova UH vychází ze vztahu:

$$S_i = RCO_i \quad (6.6)$$

kde, S_i zásoba na konci periody i [mm]

O_i odtok během periody i [mm]

RC koeficient retence

Mezi nenastavené parametry z extenzí patřily parametry odtoku v korytech řek. Bylo třeba stanovit koeficienty a metody výpočtu hydrologicko-hydraulické závislosti procesu odtoku v korytech řek. Metoda Kinematické vlnové aproximace (obrázek 21) řeší výpočet odtoku v otevřených korytech (“Routing method”). Jedná se o upravené Saint Venantovy diferenciální rovnice charakteru proudění. Nezohledňuje efekt vzdouvání (backwater effect) a nejsou vhodné pro rapidně narůstající hydrogramy typu odtoku z přívalových srážek nebo protržení hráze [59].

Tvar koryta byl nastaven na “Trapezoid”. Parametry délka řeky a příčný sklon byly již vypočítány při předzpracování povodí v HEC-GeoHMS (v atributové tabulce vrstvy říční sítě). Další parametry se musely ručně zadat pro každé povodí. Manningův koeficient drsnosti byl podle [15] nastaven jako $n = 0,040$. Šířka koryta byla změřena díky využití leteckých snímků území (poskytl SHOCart), s ohledem na maximální zadávací hodnotu 20 m. Boční sklon (side slope) vyjadřuje poměr šířky na jednotku výšky (xŠ:1V).

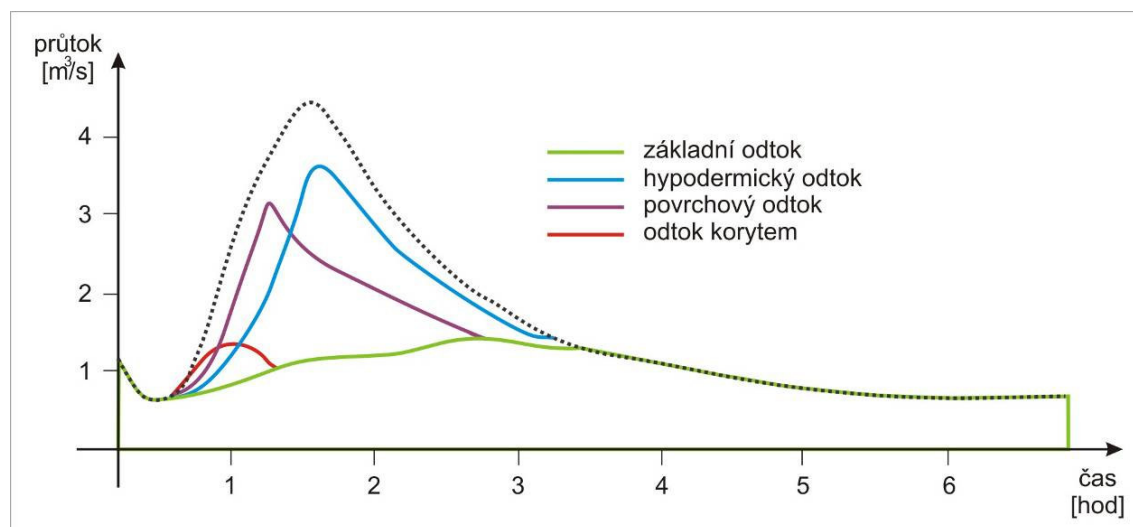
Reach	Length (M)	Slope (M/M)	Manning's n	Subreaches	Shape	Diameter (M)	Width (M)	Side Slope (xH:1V)
R110	7214,2	0,0014	0,040	2	Trapezoid		20	1,9
R120	2934,8	0,0019	0,040	2	Trapezoid		20	1,9
R140	7112,4	0,0019	0,040	2	Trapezoid		20	1,8
R150	4947,8	0,0014	0,040	2	Trapezoid		20	1,8
R170	9830,7	0,0015	0,040	2	Trapezoid		20	2,0
R190	6109,3	0,0025	0,040	2	Trapezoid		20	1,8
R200	172,4	0,001	0,040	2	Trapezoid		20	1,8
R220	7273,1	0,0028	0,040	2	Trapezoid		20	1,8
R230	15305,4	0,0056	0,040	2	Trapezoid		20	1,6
R240	9613	0,0077	0,040	2	Trapezoid		14	1,5
R280	2886,9	0,0121	0,040	2	Trapezoid		9	1,5
R300	1484,3	0,0033	0,040	2	Trapezoid		20	1,8
R320	5044,9	0,003	0,040	2	Trapezoid		18	1,7
R350	6322,5	0,0032	0,040	2	Trapezoid		20	1,7
R360	8343,1	0,0091	0,040	2	Trapezoid		7	1,5
R40	2216,2	0,0031	0,040	2	Trapezoid		8	1,5
R400	921,1	0,0001	0,040	2	Trapezoid		20	1,7
R420	13866	0,006	0,040	2	Trapezoid		10	1,6
R430	2669,2	0,0037	0,040	2	Trapezoid		20	1,7
R450	7636,3	0,0052	0,040	2	Trapezoid		9	1,5
R460	7203,7	0,0049	0,040	2	Trapezoid		12	1,6
R60	5073,6	0,001	0,040	2	Trapezoid		20	1,9
R70	4618,4	0,0015	0,040	2	Trapezoid		20	1,8
R80	2435,8	0,0012	0,040	2	Trapezoid		20	1,8

Obr. 21: Nastavení parametrů v rámci metody Kinematické vlnové aproximace.

6.2.4 Nastavení parametrů základního odtoku

Parametrizaci základního odtoku bylo nutné nastavit ručně, protože žádná data z předzpracování v extenzi HEC-GeoHMS problém základního odtoku neřešila. Metoda CN – křivek řeší jenom problém přímého odtoku (povrchový a hypodermický).

Tato parametrizace je málo významná, protože obecně je modelování s-o procesu základním odtokem ovlivněno minimálně [44]. Velikosti jednotlivých typů odtoků jsou uvedeny v obrázku 22.



Obr. 22: Hydrogram jednotlivých typů odtoků (upraveno podle [44]).

Pro stanovení základního odtoku byla zvolena s ohledem na jednoduchost, recesní metoda („Recession Baseflow“), která se dobře hodí pro krátké epizodní simulace [49]. Kromě parametrů počátečního Q nevychází z hydrogeologických poměrů území, ale jedná se ve své podstatě o metodu separace hydrogramu. Tímhle přístupem je hydrogram rozdělen na část přímého odtoku (direct runoff) a část odtoku podzemního neboli základního (baseflow) [59]. Základní odtok vychází ze vztahu:

$$Q_t = Q_0 e^{-kt} \quad (6.7)$$

kde, Q_t Q v čase t $[m^3 \cdot s^{-1}]$
 Q_0 počáteční Q $[m^3 \cdot s^{-1}]$
 k recesní konstanta

K samotnému uplatnění vztahu dochází od hraniční hodnoty Q (threshold flow), která je vyjádřena buď jako absolutní hodnota Q nebo poměrově k hodnotě celkového kulminačního Q hydrogramu. Hodnotu počátečního Q je opět možno zadat jako celkovou hodnotu pro povodí v závěrovém profilu a nebo hodnotou vyjádřenou přepočtem na km^2 (obdoba specifického odtoku). Pokud je recesní konstanta rovna 1, pak bude Q_t vždy rovno Q_0 [59].

V rámci parametrizace základního odtoku bylo potřeba nastavit hodnotu počátečního odtoku z území („Discharge Per Area“), který byl na základě údajů ČHMÚ [45] stanoven jako $0,005 m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Recesní konstanta byla stanovena na hodnotu 0,93 (podle [57]). Typem prahu byla zvolena metoda „Ratio to Peak“ s hodnotou 0,15 (obrázek 23).

Subbasin	Initial Type	Initial Discharge (M3/S /KM2)	Initial Discharge (M3/S)	Recession Constant	Threshold Type	Threshold Flow (M3/S)	Ratio to Peak
R100W100	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R10W10	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R110W110	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R120W120	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R130W130	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R140W140	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R150W150	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R160W160	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R170W170	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R180W180	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R190W190	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15
R200W200	Discharge Per Area	0,005		0,93	Ratio to Peak		0,15

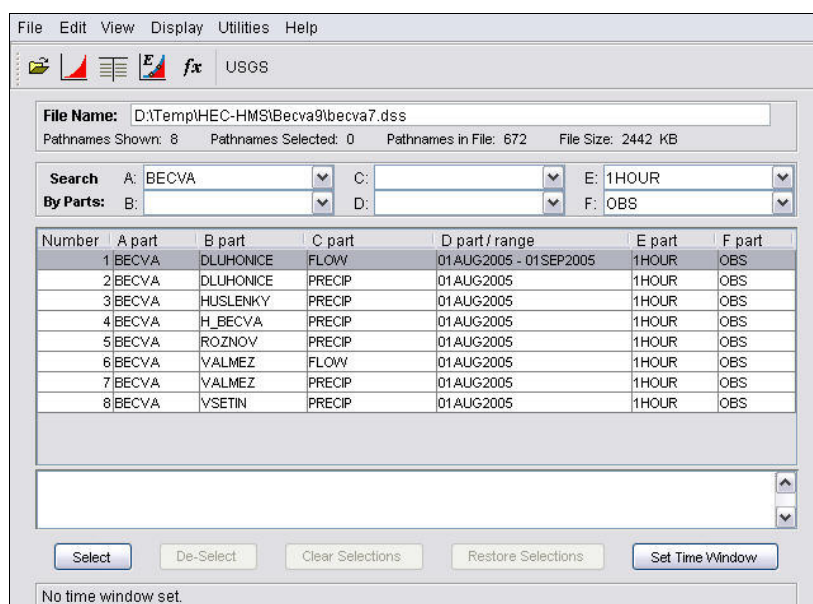
Obr. 23: Nastavení parametrů základního odtoku v rámci metody „Recession“.

6.2.5 Naplnění časových řad a nastavení parametrů meteorologického modelu

Meteorologický model představuje metodu vkládání meteorologických dat a následného prostorového přiřazení těchto k jednotlivým subpovodím.

Data srážek a průtoků, která byla získána z interních zdrojů katedry, bylo ale nejprve nutné upravit. K tomu sloužil manažer hydrometeorologických dat a jiných časových řad HEC-DSSVue (obrázek 24), který umí „surové“ meteorologické data (např. ve formě xls, csv) převést do databázové podoby dss, kterou HEC-HMS umí importovat.

Využitím menu „Utilities“ – „Manual Data Entry“ – „Time Series“ lze v dotazovacím formuláři pomocí manuálu [35] vyplnit jednotlivé položky. V mém případě se upravily jenom jednotky pro zadávání průtoků na „m3.s-1“, ostatní bylo ponecháno.



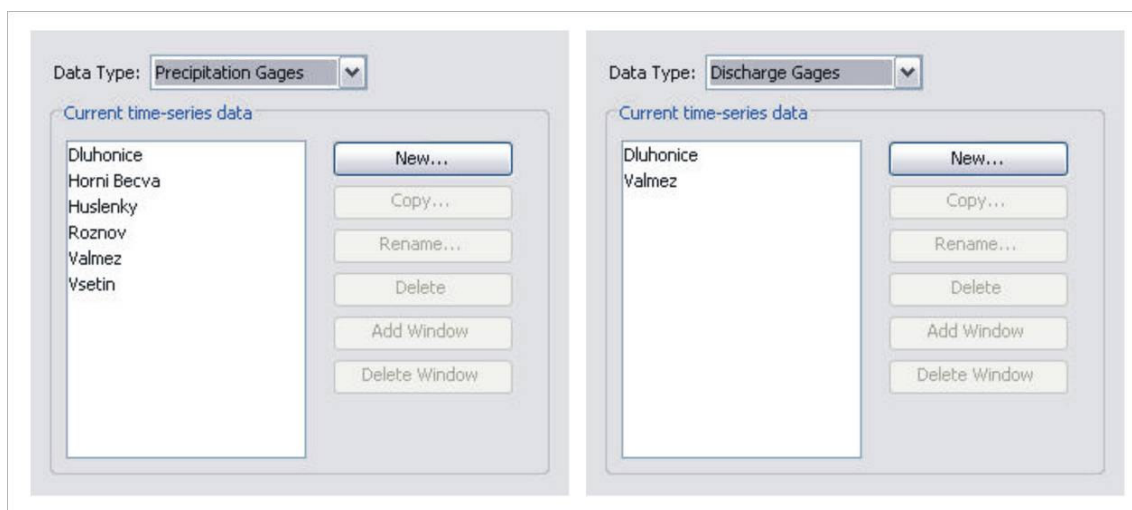
Obr. 24: Grafické rozhraní HEC-DSSVue.

Následně bylo nutné upravené data srážek a průtoků importovat do HEC-HMS. Využitím položky menu „Components“ – „Time-Series Data Manager“ (obrázek 25) lze dané časové řady vložit („Precipitation Gages“, „Discharge Gages“). Jinými slovy jsme vytvořili srážkoměrné a vodoměrné stanice v povodí Bečvy, ze kterých máme meteorologické data. V dalším kroku je nutné pro jednotlivé měřicí stanice („Time Series Gage“) doplnit příslušnou specifikaci: z rolovacího seznamu „Data Source“ zvolit formát *dss* a vybrat správnou časovou řadu. Následně byla doplněna ještě časová specifikace („Time Windows“) jednotlivých

meteorologických stanic. Pro všechny byl nastaven stejný čas počátku sběru dat – 01. 08. 2005, 01:00 hod i konce sběru dat – 30. 08. 2005, 10:00.

Proč bylo pro kalibraci využito dat ze srpna 2005 a ne přímo dat poskytnutých ČHMÚ z období únor – květen 2006? Odpověď je jednoduchá. Abychom model tání sněhové pokrývky vůbec mohli vytvořit, je nutné model nejprve zkalibrovat na „letních“ datech, kdy se tak složitý proces – odtok vody ze sněhové pokrývky nevyskytuje. Navíc časové rozlišení „letních“ dat je hodinové, kdežto „sněhových“ jenom denní.

Po naplnění všech stanic byl založen meteorologický model – pomocí „Components“ – „Meteorologic Model Manager“. V záložce „Basins“ je nutné ohlídat, aby se do výpočtu zahrnula jednotlivá subpovodí.



Obr. 25: Seznam srážkoměrných (vlevo) a vodoměrných stanic povodí Bečvy využitých v rámci kalibrace v HEC-HMS.

V této fázi meteorologické parametrizace jsou jednotlivé řady správně nastaveny pro jednotlivé stanice. Bohužel není jasné prostorové zařazení jednotlivých stanic do jednotlivých subpovodí, tzn. v tomto okamžiku nevíme, jestli data srážkoměrné stanice Dluhonice náleží do povodí R170W170.

K této prostorové specifikaci bylo využito metody Thiessenových polygonů (Voronoi diagram). Obecně se jedná o geometrickou strukturu umožňující nalezení nejbližšího souseda daného bodu. Vždy obsahuje tolik oblastí, kolik máme bodů (pro každý bod jedna oblast). Hrana mezi dvěma body je osou spojnice těchto bodů, uzel diagramu je střed kružnice opsané alespoň třem bodům (uzly mají stupeň alespoň 3, počet uzlů je $2n-4$ a počet hran $2n-6$) [46].

V prostředí ArcView GIS 3.2 byla načtena bodová vrstva meteorologických stanic povodí Bečvy (becvapovjk.shp) a polygonová vrstva povodí (watershd.shp). Pomocí extenze Create Thiessen Polygons (verze 2.6) bylo povodí Bečvy rozděleno na jednotlivé Thiessen polygony (obrázek 26).

Využitím polygonové vrstvy povodí a vytvořených Thiessenových polygonů byly následně pro jednotlivá subpovodí vloženy adekvátní meteorologické stanice (položka „*Specified Hyetograph*“).



Obr. 26: Thiessen polygony pro jednotlivé meteorologické stanice povodí Bečvy.

6.2.6 Nastavení kontrolních specifikací

Využitím modulu „*Control Specifications*“ lze stanovit přesné časové období následné simulace (od kdy do kdy) a také časový interval (výpočetní krok), který byl využit pro tvorbu jednotlivých srážkových epizod. Jako stěžejní časové období bylo vybráno časové rozpětí „letních“ dat, tedy 01.08.2005, 01:00 hod až 30.08.2005, 10:00 hod. Výpočetní krok byl s ohledem na časové rozlišení kalibračních dat zvolen 1 hodina.

6.2.7 Kalibrace modelu

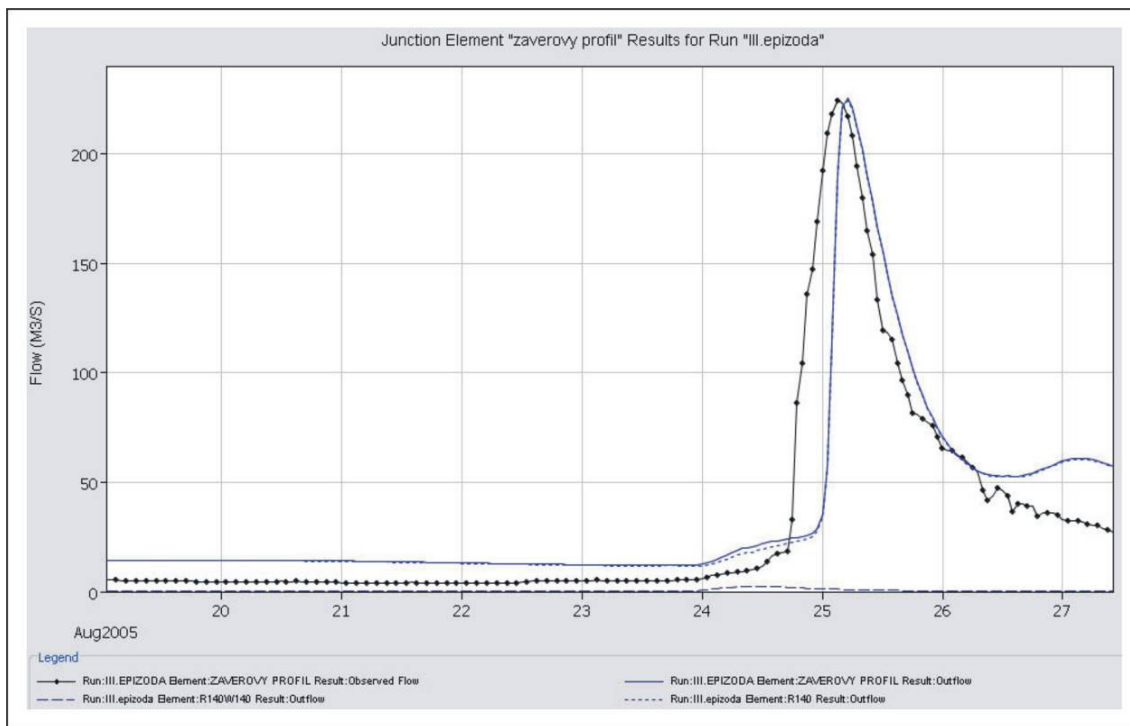
Model HEC-HMS umožňuje jak manuální, tak automatickou kalibraci parametrů. Vzhledem k povaze a uplatnění modelu (pro povodí do 500 km²) se optimalizace parametrů většinou neprovádí na dlouhých časových řadách, ale spíše na jednotlivých událostech kratšího trvání [47].

Výběrem a správnou specifikací položky „*Create Simulation Run*“ dojde k odladění modelu. Jelikož bude kalibrace prováděna na závěrovém profilu modelu povodí Bečvy, je dobré, aby pro zmíněný závěrový profil byl nastaven pozorovaný průtok vodoměrné stanice v Dluhonicích (v záložce „*Options*“). Z průběhu křivky modelovaného a pozorovaného průtoku byl odvozen nový časový interval, ve kterém bude kalibrace prováděna. Byla tedy vytvořena nová kontrolní specifikace, a sice od 19.08.2005, 01:00 hod do 27.8.2005, 10:00 hod. Model byl znovu odladěn.

Využitím optimalizační procedury „*Optimization Trials*“ (obrázek 27) byl po několika pokusech při neustálém sledování změn hydrogramu závěrového profilu povodí Bečvy celý model zkalibrován [48]. Hodnoty počáteční ztráty (*Initial abstraction*) byly upraveny koeficientem 1,57. Ostatní parametry zůstaly stejné. Na obrázku 28 je ukázán hydrogram naměřeného a simulovaného průtoku v závěrovém profilu Dluhonice po zkalibrování.



Obr. 27: Volba jednotlivých sledovaných parametrů pro všechna subpovodí modelu (číslo CN křivky a počáteční ztráta na povodí) v rámci optimalizační procedury.



Obr. 28: Porovnání vymodelovaného a naměřeného průtoku závěrovým profilem (černě – naměřené průtoky, modře – modelové průtoky).

6.2.8 Vytvoření sněhového modelu

Byl vytvořen nový model, přesně podle výše uvedeného postupu s těmito rozdíly:

- 1) data z ČHMÚ byla získána za období únor – květen 2006 (rok s bohatou sněhovou pokrývkou) v denním kroku z některých meteorologických a vodoměrných stanic povodí Bečvy (zdroj: [51], [52])
- 2) pomocí aplikace HEC-DSSVue byly tyto data převedeny do aplikační podoby
- 3) v aplikaci HEC-DSSVue byly navíc doplněny teplotní data, která jsou pro tvorbu sněhového modelu nutná
- 4) kontrolní specifikace byly vytvořeny 4, pro každý měsíc zvlášť
- 5) infiltrační parametr počáteční ztráty byl upraven koeficientem získaným z kalibračního modelu

Při tvorbě sněhového modelu nastal bohužel neočekávaný a zásadní problém. Metoda teplotního indexu se stala v HEC-HMS natolik sofistikovanou záležitostí, že se nepodařilo z dostupných dat ČHMÚ naplnit všechny parametry modelu. Proto nebyl

v prostředí HEC-HMS vůbec odladěn. Po konzultaci s vedoucím práce byl sněhový model parametrizován jen v prostředí HYDROG, který využívá základní formu teplotní indexace, metodu degree-day. Na obrázku 29 jsou vyobrazeny chybová hlášení programu.

Metoda teplotního indexu ve své podstatě rozšiřuje metodu degree-day. Jak již bylo uvedeno dříve (kapitola 3.2.1.1), degree-day faktor vychází ze skutečnosti, že pro každý °C nad bodem mrazu, dochází v určitém množství k tání sněhu. Indexace teploty rozšiřuje základní metodu o koncepční reprezentaci energie obsažené ve sněhu a v omezené míře taky o některé podmínky a činitele, které do procesu tání vstupují. Výsledné množství tání se počítá stejně, tj. pro každý °C nad kritickou teplotou.

Model tání sněhové pokrývky pomocí metody teplotního indexu v prostředí HEC-HMS lze z hlediska parametrizace rozdělit na parametry stejné pro celé povodí a parametry specifické pro každé subpovodí [49].

```
ERROR 21180: No antecedent-temperature-index meltrate function is set for subbasin "R210W210".
NOTE 21054: No index precipitation is set for band "Band 1" in subbasin "R210W210". No adjustment performed.
NOTE 21056: No accumulated interception is set for band "Band 1" in subbasin "R210W210". Assume zero initial interception.
ERROR 21058: No cold content is set for band "Band 1" in subbasin "R210W210".
ERROR 21060: No cold content ATI is set for band "Band 1" in subbasin "R210W210".
ERROR 21062: No liquid water content is set for band "Band 1" in subbasin "R210W210".
ERROR 21064: No melt rate ATI is set for band "Band 1" in subbasin "R210W210".
ERROR 21066: No snow water equivalent is set for band "Band 1" in subbasin "R210W210".
```

Obr. 29: Jednotlivá chybová hlášení při odladování sněhového modelu.

I když se sněhový model nepodařilo v prostředí HEC-HMS odladit, byl pro praktickou část stěžejní. Proto jsou jednotlivé parametry metody teplotního indexu teoreticky aspoň stručně uvedeny a mohou být využity (ať už kladně nebo záporně) pro případné zájemce o danou problematiku. V následující podkapitole 6.2.9 je proveden teoretický nástin průběhu modelace, pokud by se podařilo sněhový model zprovoznit. Tučně zvýrazněné parametry se nepodařilo správně naplnit.

Obr. 30: Parametrizace metody teplotního indexu společná celému povodí.

Jednotlivé parametry společné pro celé povodí (obrázek 30):

- | | |
|----------------------------|--|
| PX TEMPERATURE | - jedná se o hraniční teplotu pro typ srážky „sníh“. Nabývá typicky 2°C |
| BASE TEMPERATURE | - udává hraniční teplotu pro tání sněhové pokrývky. Nabývá typicky 0°C |
| WET MELTRATE | - udává intenzitu tání sněhové pokrývky v období dešťových srážek |
| RAIN RATE LIMIT | - se využívá pro rozlišení „suchého“ a „vlhkého“ tání |
| ATI-MELTRATE COEFF. | - index předchozích teplot. Využívá se pro aktualizaci předchozí položky na další časový krok |
| ATI-MELTRATE FUNC. | - je využita v procesu tání. Tuto funkci je nejprve nutné vytvořit jako „párová data“ (Paired data Manager). Je vymezena tak, že se definuje procento přizpůsobení v čase za rok. |
| COLD LIMIT | - zodpovídá za náhlé změny teploty, které prodělává sněhová pokrývka při vysokých srážkách. Pokud úhrn srážek překročí stanovenou mez, pak je BASE TEMPERATURE nastavena na teplotu srážek. Nabývá typicky hodnotu 20 mm.den ⁻¹ |

ATI-COLDRATE COEFF. - obdobně jako ATI-MELTRATE COEFFICIENT. Nabývá typicky koeficientu 0.84

ATI-COLDRATE FUNC. - obdobně jako ATI-MELTRATE FUNCTION

WATER CAPACITY - stanovuje množství roztáté vody, která se musí nahromadit ve sněhu předtím, než se infiltuje ze sněhové pokrývky na povrch terénu. Maximální množství se pohybuje okolo 3-5% z celkové vodní hodnoty sněhu SWE

GROUNDMELT - v případě, kdy se do tání sněhu zapojuje i teplo povrchu půdy. Zvláště je to patrné v případě, kdy sníh dopadá na povrch, který je částečně nebo úplně rozmrzlý. Pro specifikaci přízemního tání lze vybrat z možnosti vložení pevné hodnoty nebo vložení ročního schématu přízemního tání jako funkci času v roce

Mezi parametry specifické pro každé subpovodí výsledného modelu patří teplotní data. Každé subpovodí má vlastní vertikální teplotní gradient (obrázek 31) a každá teplotní časová řada musí být určena nadmořskou výškou, specifickou pro příslušný gradient. Pro danou výškovou zónu (elevation band) je teplota počítána pomocí teplot zaznamenaných v časové řadě, nadmořské výšky měření teploty a vertikálním teplotním gradientem (je udáván v záporných hodnotách v situaci, kdy jde o přímé teplotní zvrstvení). Každé subpovodí může být rozčleněno do jedné až několika výškových zón, kde každá zóna má své parametry. Není stanoven žádný limit pro počet výškových zón, které mohou být využity, nejméně však jedna. Obvykle je použita jenom jedna zóna pro povodí s malou výškovou diferencí, kdežto v horských oblastech je vyžadováno několik zón pro každé subpovodí. [49] V mém případě byla pro každé povodí nastavena vždy jenom jedna výšková zóna, protože relativní výšková členitost není v jednotlivých subpovodích zdaleka tak velká (autorův subjektivní názor). Teplotní gradient byl nastaven pro všechna subpovodí na hodnotu -6,1 (°C/1000 m), kdy se uvažovalo přímé teplotní zvrstvení [50].

The screenshot displays two panels from the HEC-HMS software. The left panel, titled 'Temp Index', contains a 'Temperature Gage' dropdown menu set to 'Valmez' and a 'Lapse Rate (DEG C/1000 M)' input field with the value '-6,1'. The right panel, titled 'Temp Index Band 1', contains several input fields for elevation band parameters: 'Percent (%)' (100), 'Elevation (M)' (294,4), 'Initial SWE (MM)' (0), 'Initial Cold Content (MM)' (0), 'Initial Liquid Water (MM)' (0), 'Initial Cold Content ATI (DEG C)' (0), and 'Initial Melt ATI (DEGC-DAY)' (0).

Obr. 31: Parametrizace metody teplotního indexu specifická jednotlivým subpovodím (případně jednotlivým výškovým zónám).

Specifické parametry každé výškové zóny:

PERCENT	- plocha daného subpovodí v % v dané výškové zóně
ELEVATION	- nadmořská výška
INITIAL SWE	- výchozí vodní hodnota sněhu. Je určena na základě aktuálních měření vodní hodnoty sněhu
INITIAL COLD CONTENT	- reprezentuje teplo, které je nutné dodat, aby sněhová pokrývka dosáhla teploty 0°C. Vyjadřuje se jako číselný ekvivalent zmrzlé vody (v mm).
INITIAL LIQUID WATER	- množství kapalné vody na začátku simulace. Sněh, který obsahuje kapalnou vodu je ve stavu „zralosti“. Pokud sněh není přítomen, případně je zmrzlý, je hodnota nastavena na 0
INITIAL COLD CONTENT ATI	- představuje teplotu sněhové pokrývky těsně pod povrchem. Hodnota je použita pro odhad <i>obsahu chladu</i> (cold content) ve sněhu. Jestliže není výchozí hodnota známá, je nastavena na 0°C.
INITIAL MELT ATI	- určuje sezónní odchylky tání sněhové pokrývky. Míra tání se mění v závislosti, jak sněhová pokrývka dozrává a stárne. Hodnota je nastavena na 0°C pokud na začátku simulace není přítomen sněh. Záporných hodnot nabývá v období, kdy je teplota vzduchu menší než <i>základní teplota</i> (base temperature).

6.2.9 Návrh modelace vlivu tání sněhové pokrývky na odtok

Pro modelaci vlivu sněhové pokrývky na odtokové parametry by bylo zapotřebí stanovit způsob [upraveno podle 48]:

- jaké porovnání zvolit
- co by bylo srovnávacím nástrojem
- v jaké veličině by se určovaly rozdíly

- časový rozsah modelace

Nejvhodnější metodou pro porovnání vlivu sněhové pokrývky v reálných podmínkách s alternativními scénáři by bylo využít změn, které by měly mít potenciaálně největší vliv na odtok vody ze sněhové pokrývky – mezi ně by mohli patřit změny parametrů:

1. vodní hodnoty sněhu
2. teploty vzduchu
3. teplotního gradientu
4. funkce ATI-meltrate
5. funkce ATI-coldrate
6. přízemního tání

v různých částech povodí a hlavně v závěrovém profilu v Dluhonicích.

Jako sledovací nástroj pro porovnání výsledků simulace by mohl být stanoven hydrogram, případně sumární tabulka odtoku, tedy nástroje, které HEC-HMS obsahuje. Veličinou pro porovnávání změn by byl okamžitý průtok v čase t a celkový odtok (Σ všech průtoků v daném časovém období). Měřítko pro rozlišení jednotlivých scénářů by bylo nastaveno tak, aby jednotlivé simulace byly založeny na extrémních hodnotách.

7 MODELOVÁNÍ ODTOKU ZE SNĚHOVÉ POKRÝVKY V PROSTŘEDÍ HYDROG

7.1 VSTUPNÍ DATA

Pro tvorbu modelu odtoku vody z tání sněhové pokrývky byly poskytnuty data z ostravské pobočky ČHMÚ z období 14.02.-28.02. 2006 a 25.03.-14.04.2006 v hodinovém kroku.

Vyvstala otázka, proč se nedalo využít dat, které byly získány ze stejného zdroje pro modelaci v HEC-HMS. Aby modelace v HYDROGu byla funkční, bylo zapotřebí získat data v hodinovém kroku, kdežto pro simulaci v HEC-HMS stačilo i rozlišení denní.

Simulace průtoku v modelu obecně vychází z:

- | | |
|------------------------------|-----------------|
| - měřených srážek | (hodinový krok) |
| - měřené teploty vzduchu | (hodinový krok) |
| - měřených průtoků | (hodinový krok) |
| - měření výšky sněhu | (1x2 týdně) |
| - měření vodní hodnoty sněhu | (1x2 týdně) |

Je nutné, aby vstupní data používala určenou parametrizaci a byla uložena ve formátu *.csv.

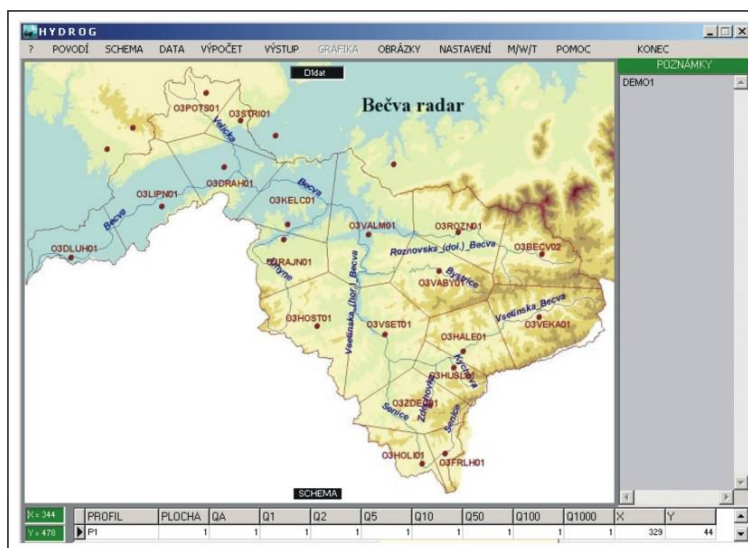
Soubory určené pro vstup do modelu jsou pojmenovány takto: Mer.csv (průtoky), Srazk.csv (srážky), Teplo.csv (teploty vzduchu), Tlsn.csv (výška sněhu) a Vhod.csv (vodní hodnota sněhu).

7.2 SCHEMATIZACE MODELU

Při s-o modelování je započítána počáteční ztráta infiltrací. Ostatní srážky pak tvoří plošný odtok, který je transformován za použití jednotkového hydrogramu do koryta toku. Povrchový odtok z povodí se skládá z plošného odtoku ze zavěšených ploch (subpovodí) a koncentrovaného odtoku v říční síti. Numericky je odtok řešen kinematickou vlnovou aproximací. Podzemní odtok je počítán koncepčním regresním modelem, který v povodí uvažuje jedinou podzemní nádrž. Simulace tání sněhu je řešena kalibrovaným degree-day modelem. Počáteční podmínkou výpočtu je, aby počáteční povrchový odtok vody na zavěšených plochách byl roven 0. Počátek výpočtu tedy musí spadat do bezesrážkového

období. Model předpokládá v ploše konstantní intenzitu přívalové srážky v jednotlivých dílčích povodích [56].

Pro potřeby této práce byla využita přednastavená schematizace ČHMÚ – pracoviště Ostrava. Na obrázku 32 je vyobrazeno základní rozhraní modelu povodí Bečvy v prostředí HYDROG.



Obr. 32: Základní rozhraní schematizace modelu povodí Bečvy v prostředí HYDROG.

Obr. 33: Parametry nastavení modelu.

Pro rozložení srážek na ploše povodí byla zvolena metoda Thiessen polygonů (obdobně jako v HEC-HMS). Srážkoměrných stanic v povodí Bečvy, které HYDROG využívá je celkem 19. Jsou to (řazeno zleva v rámci užití v modelu): Horní B Velké Karlovice, Rožnov pod

Radhoštěm, Halenkov, Huslenky, Zděchov, Vsetín, Horní Lideč, Francova Lhota, Valašské Meziříčí, Valašská Bystřice, Kelč, Rajnochovice, Hošťálková, Střítěž, Potštát, Drahotuše, Lipník nad Bečvou a Dluhonice.

Jako typ srážky bylo z rolovacího menu Nastavení/Srážky zvoleno „Mix“, které hodnotí každou srážku nad hraniční teplotou (0°C) jako kapalnou (obrázek 33).

Dále bylo důležité v menu Nastavení/Ostatní zahrnout do výpočtu položku „Hydromet.data [hod]“, kde se následně editovaly jednotlivá vstupní data (obrázek 34).



Obr. 34: Vkládání dat sněhové pokrývky v rámci metody degree-day.

Vodoměrné stanice v povodí Bečvy, které HYDROG využívá, jsou 4 – Vsetín, Valašské Meziříčí, Teplice nad Bečvou a Dluhonice.

7.3 MODELACE VLIVU TÁNÍ SNĚHOVÉ POKRÝVKY NA ODTOK

Podobně jako v HEC-HMS bylo nutné stanovit způsob vytvoření simulačních scénářů.

Vzhledem k povaze metody degree-day v prostředí HYDROG se jako nejvhodnější jeví využití porovnání reálné situace s alternativními scénáři:

1. změny výšky sněhové pokrývky
2. změny teploty vzduchu

protože tyto změny budou mít největší vliv na modelaci odtoku. Pro změny v odtokových situacích bylo jako porovnávacího nástroje využito hydrogramu a exportní *.csv tabulky

průtoků (v tomto směru jsou vizualizační nástroje HYDROGu oproti HEC-HMS slabé), případně také tabulky hodnot n-letých průtoků vodoměrných stanic v povodí Bečvy (Tabulka 3).

7.3.1 Definice alternativních scénářů

Aby byl rozdíl odtoku mezi jednotlivými scénáři patrný, bylo potřeba nastavit klíčové parametry, pokud možno na extrémní hodnoty. Samozřejmě, aby byly fyzikálně reálné.

Pro první modelovací scénář bylo využito reálného stavu na povodí Bečvy, vycházející z naměřených hodnot, poskytnutých ČHMÚ. Ve druhém scénáři byly upraveny hodnoty výšky sněhové pokrývky na dvojnásobek. V třetím scénáři pak byly pro změnu zdvojnásobeny hodnoty teploty vzduchu. Hydrogramy sloužili pro porovnávání výsledků na hlásném profilu Vsetín a závěrovém profilu Dluhonice, protože z nich byly zjištěny hodnoty reálného průtoků v daném časovém úseku, a tedy bylo možné model na těchto datech zkalibrovat. Na scénáři I bylo využito nástroje ruční i poloautomatické kalibrace, které HYDROG umožňuje. Následné scénáře II a III tyto kalibrační hodnoty využili.

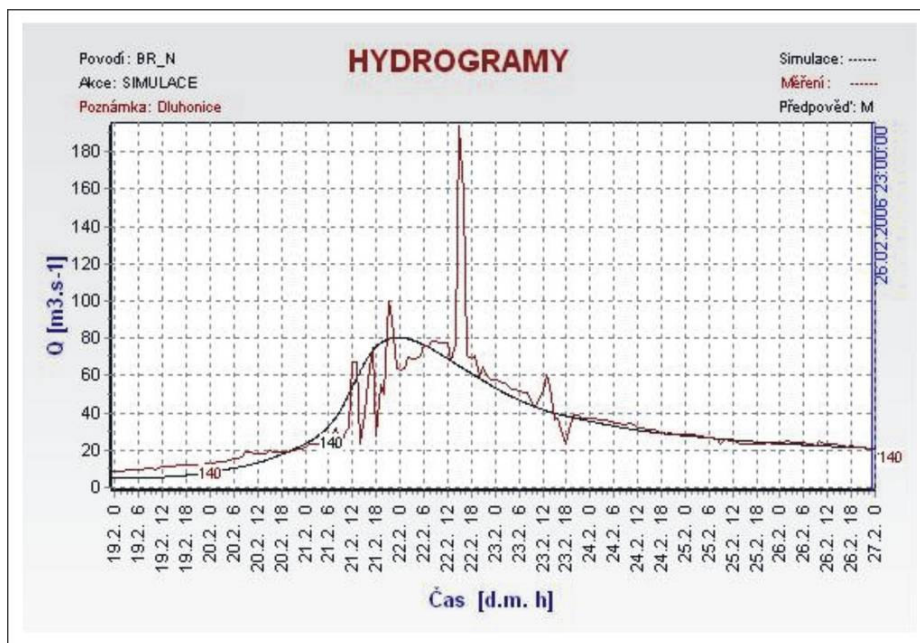
V poslední fázi bylo potřeba tyto scénáře charakterizovat ještě časově. Jelikož je HYDROG ve své podstatě prostředek pro událostní, krátkodobou modelaci, bylo nutné z poskytnutých dat vybrat vhodné situace. S ohledem na kulminační stavy dat průtoků v jednotlivých hlásných profilech bylo jako časové rozlišení alternativních scénářů zvoleno období 18.02 (08:00) – 26.02 (07:00) a období 05.04 (08:00) – 07.04 (07:00) v roce 2006.

Na „únorových“ datech byly provedeny simulace reálného scénáře I na hlásných profilech Vsetín a Dluhonice. Na „dubnových“ datech byly provedeny simulace všech tří scénářů na závěrovém profilu Dluhonice. Na výsledných hydrogramech představuje tmavě červená linie měřený průtok a černá linie průtok simulovaný.

7.3.1.1 Modelování 18.02 – 26.02. 2006

V hydrogramu reálného scénáře I (obrázek 35) si lze všimnout extrémních hodnot průtoků 22.02.2006 v čase 15-16 hod, kdy maximální okamžitý průtok v závěrovém profilu v Dluhonicích dosáhl hodnoty $Q_{\max} = 194 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Křivka reálných hodnot má ještě další výkyvy (např. 21.02. v čase 21 hod $Q = 99,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Ze špičatého tvaru křivky v těchto extrémních hodnotách lze vyloučit možnost přívalových srážek (ostatně naměřené srážky to potvrdily). V tomto případě lze s ohledem na měřené průtoky v ostatních hlásných profilech předcházejících dní kulminace v Dluhonicích usuzovat na regulaci nádrží povodí Bečvy, případně selhání lidského faktoru při vkládání dat.

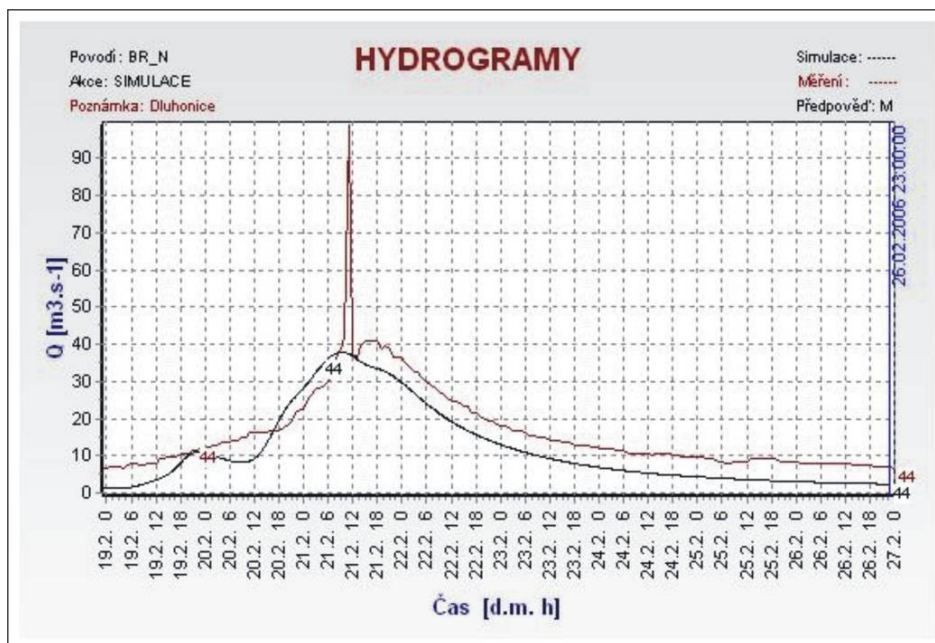
Když pomíneme tyto extrémní hodnoty, lze konstatovat, že maximální průtok měřených hodnot $Q_{\max} = 78,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ nastal dne 22.02.2006 v čase 08:00. Zatímco maximální průtok modelovaných hodnot $Q_{\max} = 80,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ nastal dne 21.02.2006 v čase 23:00, tedy o 8 hodin dříve a byl o $1,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ větší.



Obr. 35: Hydrogram závěrového profilu Dluhonice pro reálný scénář I.

V hydrogramu hlásného profilu Vsetín pro reálný scénář I (obrázek 36) si lze opět všimnout extrémních hodnot. Proto lze potvrdit předešlou domněnku regulace nádrží na horním toku. Tuto hypotézu potvrzuje i fakt, že kulminace nastala dříve než v závěrovém profilu Dluhonicích, tedy ve směru toku.

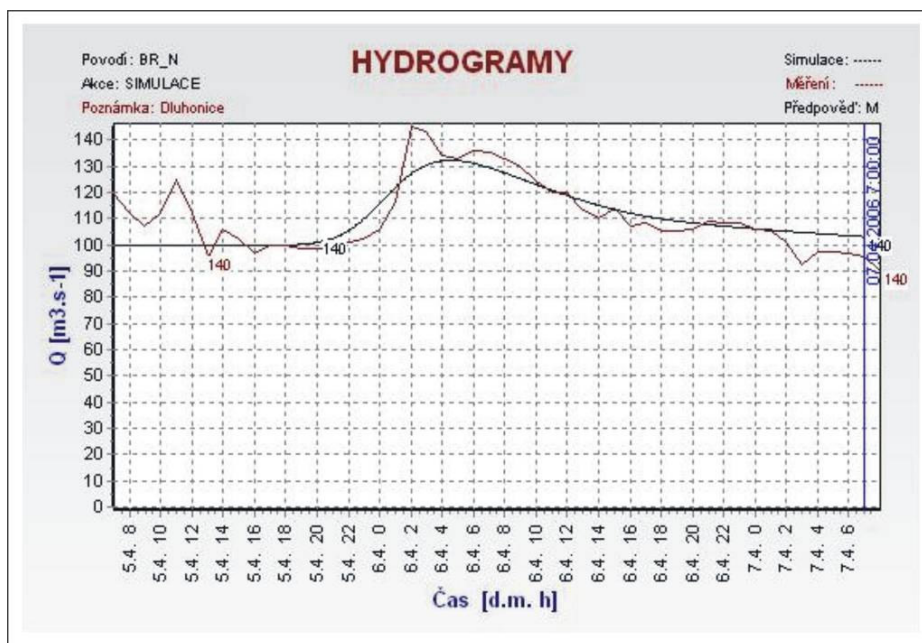
S výjimkou těchto extrémních hodnot, lze konstatovat, že maximální průtok modelových hodnot $Q_{\max} = 38,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ nastal 21.02.2006 v 10 hod a maximální měřený průtok nastal 21.02.2006 v 15 hod a byl o $1,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ větší.



Obr. 36: Hydrogram hlásného profilu Vsetín pro reálný scénář I

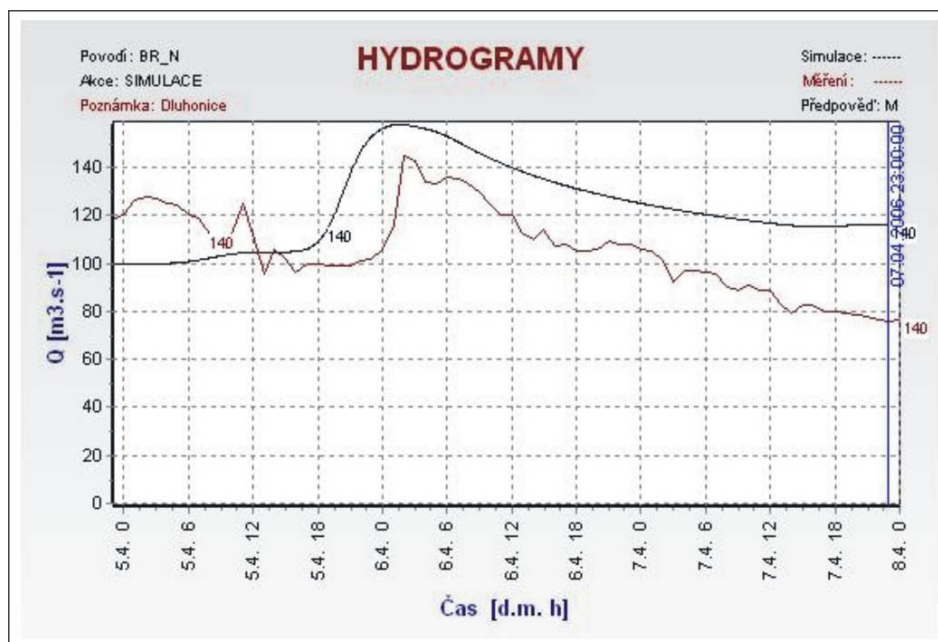
7.3.1.2 Modelování 05.04 – 07.04. 2006

Pro modelování v období 05.04. – 07.04.2006 byly použity všechny tři scénáře na závěrovém profilu Dluhonice. První scénář simuloval reálný stav. Z obrázku 37 a tabulky průtoků lze konstatovat, že maximální průtok modelovaných hodnot $Q_{\max} = 132,0 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ nastal 06.04.2006 v čase 05:00. Maximální průtok naměřených hodnot $Q_{\max} = 145,0 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ nastal 06.04.2006 v čase 02:00, byl tedy o $13 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ větší a o 3 hod rychlejší než modelované hodnoty.



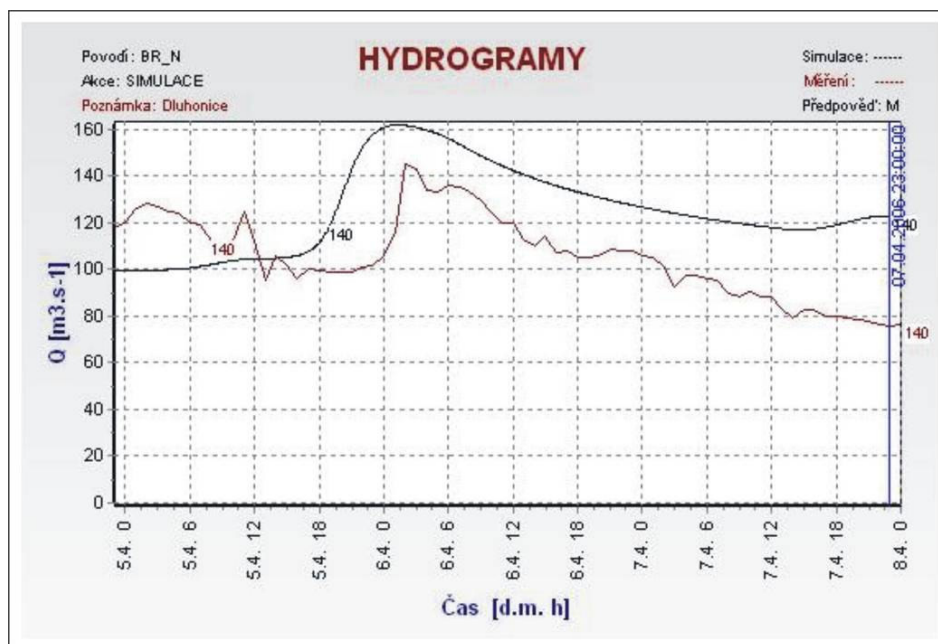
Obr. 37: Hydrogram závěrového profilu Dluhonice pro reálný scénář I.

Na obrázku 38 je znázorněn hydrogram závěrového profilu Dluhonice pro alternativní scénář II, tedy s hodnotami dvojnásobné výšky sněhové pokrývky. Hydrogram scénáře II má podobný průběh jako v případě reálného scénáře, ale vyšší průtoky. Z obrázku 38 a tabulky průtoků vyplývá, že maximální průtok $Q_{\max} = 148,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ nastal 06.04.2006 v 02:00.



Obr. 38: Hydrogram závěrového profilu Dluhonice pro alternativní scénář II.

Modelování scénáře III pro dvojnásobné hodnoty teploty poskytlo nejvyšší hodnoty průtoků, které jsou patrné z obrázku 39. Z tabulky průtoků vyplývá, že maximální průtok $Q_{\max} = 162,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ nastal 06.04.2006 v čase 01:00.



Obr. 39: Hydrogram závěrového profilu Dluhonice pro alternativní scénář III.

Z hydrogramů modelových hodnot všech tří scénářů lze vyvodit následující skutečnosti. Největší průtok byl zaznamenán při dvojnásobné hodnotě teploty vzduchu. Tento okamžitý průtok byl o $13,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ větší než tomu tak bylo ve scénáři s dvojnásobnou výškou sněhu a až o $30,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ větší než v modelaci reálného stavu. Časová odchylka maximálních průtoků je 4 hod, čemu při velikosti studovaného povodí Bečvy nelze přikládat větší důležitost. Lze potvrdit teoretické předpoklady metody teplotního indexu (viz kapitola 3.2.1.1), kdy teplota vzduchu představuje hlavního činitele metody ve vztahu k tání sněhové pokrývky. Z tabulky n-letých průtoků hlásných profilů povodí Bečvy (Tabulka 3) vyplývá, že v období 05.04 – 07.04.2006 žádné kulminační stavy nenastaly.

8 VÝSLEDKY MODELACE

Pro modelování odtoku vody ze sněhové pokrývky bylo využito nástrojů HYDROG a HEC-HMS. Bylo dosaženo střídavých úspěchů. Zatímco v HYDROGu simulace proběhla, v HEC-HMS se model nepodařilo zprovoznit. I tak ale lze dílčí úkol práce, a sice „nástin implementace v hydrologických modelech HEC-HMS a HYDROG“ považovat za splněný.

8.1 Zhodnocení modelování v prostředí HYDROG

Pro potřeby modelace studovaného území v prostředí HYDROG byla využita přednastavená schematizace ČHMÚ.

Kladem scénářového modelování, které bylo pro simulaci odtoku ze sněhu využito, je fakt, že i když mohou být některé vstupní parametry zkreslené, jsou totožné pro všechny scénáře, protože byly vypočteny podle stejných algoritmů. Z výsledků modelování upravených parametrů sněhové pokrývky lze dospět k závěru, že teplota představuje nejvýznamnější faktor pro stanovení odtoku z tání sněhu v rámci metody degree-day. Díky malému rozdílu mezi modelovanými a naměřenými daty lze usuzovat, že na větším povodí, kterým bezesporu povodí Bečvy je, není faktor velikosti a časového rozložení srážek tak zřejmý.

Pro modelování byla zvolena časová období s minimálním vlivem dešťové události na odtok, protože metoda degree-day tento jev velmi slabě zohledňuje. Je to škoda, protože v období na konci března 2006 dosahovaly kulminační průtoky povodňových stavů a jistě by stálo za to modelovat toto období s využitím alternativních scénářů, kde by byl rozdíl okamžitých průtoků zřejmě markantní. Případně zapojit do procesu tání i jiné faktory, např. vegetaci a vytvořit alternativní scénáře pro typ les a bezlesí na celém povodí.

Náročnost modelování v programovém prostředí HYDROG podtrhoval fakt, že je placeným produktem. Z toho vyplývala nemožnost detailního postupu „krok po kroku“, ale provedení jenom čisté simulace na jednom konkrétním počítači, který byl jinak časově velice zaneprázdněn.

8.2 Zhodnocení modelování v prostředí HEC-HMS

Při přípravě modelování odtoku z tání sněhové pokrývky bylo využito GIT. Tvorba DMT byla provedena pomocí nástroje Spatial Analyst v aplikaci ArcGIS metodou „Topo to Raster“, která byla vyvinuta speciálně pro tvorbu hydrologicky korektního gridu.

Po získání všech potřebných veličin pomocí extenzí HEC-GeoHMS a HEC-GeoHMS Add-In bylo přistoupeno k vybudování s-o modelu v prostředí HEC-HMS, který sloužil jako základní stavební kámen modelu odtoku vody ze sněhové pokrývky.

Hlavní výhoda „sněhového“ modelu, tedy robustnější a vylepšená metoda teplotního indexu tání sněhu, se ukázala jako hlavní nevýhoda. Z dat poskytnutých ČHMÚ nebylo možné nastavit všechny parametry této metody a modelace nebyla vytvořena. Nástin možné modelace je proveden v kapitole 6.2.9.

Výhodou je zrušení omezení požadavku hodinového rozlišení dat, které bylo striktně dodržováno v HYDROGu, protože hodinová data průtoků byla poskytnuta velmi obtížně.

9 ZÁVĚR

Komplexním cílem této diplomové práce bylo stanovit možnosti metod DPZ v rámci analýzy klíčových parametrů sněhové pokrývky a hydrologického modelování tání sněhu v predikci odtoku. Tento úkol je možné s ohledem na zadání práce rozdělit na jednotlivé dílčí úkoly, které budou postupně hodnoceny.

Jak již bylo zmíněno v úvodu, údaje o sněhu je možné poskytovat jak bodovým, tak plošným měřením. Tyto údaje následně představují vstup do hydrologického modelu. Klimatologická stanice (bodové měření) ovšem neposkytuje relevantní informace v rámci větší oblasti, protože rozložení těchto stanic bývá často plošně neúměrné. Možný nástin proto představuje plošné měření pomocí metod DPZ.

Možnosti měření sněhové pokrývky z hlediska systémů DPZ jsou ve své teoretické části poměrně komplikovanou problematikou a představují určitou syntézu znalostí z různých vědních disciplín, především fyziky. Proto ani nebylo možné v rozsahu této práce poskytnout všechny aspekty a možnosti těchto metod. Ze studované literatury, se jako nejlepší podklady pro charakteristiku sněhu pomocí systémů DPZ jeví práce Reese (2005) [4], Seidela a Martince (2004) [5] a Koskinena (2001) [15]. Obecně lze říci, že nejlépe je využít blízké-infračervené a mikrovlnné části spektra, protože v těchto oblastech má sníh nejvýraznější charakteristické vlastnosti, které ho činí snadněji detekovatelným. Jelikož se nepodařilo získat vhodná data, představuje tato část práce teoretickou rešerši pro další zájemce o tuto problematiku. Satelitních dat by bylo možné využít v rámci analytických nástrojů GIS – parametrů sněhové pokrývky a možnosti korelace k nadmořské výšce, expozici svahu nebo vegetačním pokryvu. Výsledkem by mohlo být navržení vhodných interpolačních procedur a především možnost zlepšení celkové bilance povodí.

Určování odtoku vody pomocí exaktních metod je z praktického hlediska důležitější než terénní měření výšky sněhu a vodního ekvivalentu. Rozbor metod pro stanovení tání sněhu a odtoku ze sněhové pokrývky ukázal, že vhodnější je využití tzv. indexových metod (degree-day), které navzdory jednoduchosti a široké dostupnosti teplotních dat poskytují adekvátní výsledky. Vize do budoucna je taková, že se vzrůstajícími hardwarovými výkony počítačů, začne přibývat modelů založených na numericky náročnější energetické bilanci (Andersonův model).

Využití hydrologických modelů potvrdilo vhodnost volby kombinovaného přístupu s GIS, kdy se významnou měrou zvýšila možnost předzpracování (preprocessingu) získaných dat.

Úvodní část schematizace povodí Bečvy byla provedena v odpovídajících extenzích nástroje ArcView a ArcGIS, kde byla především důležitá znalost práce s DMT. Obecně lze říci, že propojení hydrologických modelů a nástrojů GIS je už jakýmsi standardem [57].

Praktická implementace metod pro stanovení tání sněhu v predikci odtoku v hydrologických modelech ukázala následující skutečnosti. I když je HEC-HMS z hlediska simulace s-o procesu zavedený a výkonný nástroj a k programu existuje bohatá dokumentace, v otázce modelování odtoku ze sněhu patří mezi málo vyzkoušené a je implementován teprve ve verzi 3.0.0 (od roku 2006). Metoda teplotního indexu je v tomto případě poněkud sofistikovanější, protože uvažuje i vliv dešťových událostí během tání sněhu (což je jeden z nejvýznamnějších činitelů odtoku při tání) a představuje už jakýsi mezikrok k modelům energetické bilance. Modelace v prostředí HYDROG potvrdila výše uvedené přednosti metody degree-day a praktickou vhodnost volby této metody na získaných datech ČHMÚ.

Z komplexního cíle této práce lze shrnout následující závěry a náměty k diskuzi:

- metody DPZ jsou výkonným analytickým nástrojem pro studium sněhové pokrývky a ve vyspělých zemích už představují určitý standard
- implementace těchto metod lze využít v oblastech, která jsou špatně přístupná a kde extrémní klima komplikuje úlohu sběru dat
- modelovací aplikace a GIS nástroje představují vysoký výkon a flexibilitu oproti „papírovým“ analýzám
- přes úskalí aplikace metody teplotního indexu v HEC-HMS, lze využít velkého potenciálu v podobě freeware nástroje
- i přes široké možnosti výpočetní techniky a použití metod energetické bilance, zůstává metoda degree-day stále vysoce použitelnou výpočetní metodou, zvláště pokud je aplikovaná v modelačních produktech, které umožňují kalibraci

Hlavní přínosy této diplomové práce lze spatřovat v teoretické pomoci případným zájemcům o problematiku měření parametrů sněhové pokrývky využitím DPZ, nastíněním vhodných metod pro stanovení tání sněhu a aplikací těchto metod na konkrétních datech konkrétního povodí.

SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- [1] Český hydrometeorologický ústav. Oddělení povrchových vod ČHMÚ [online].
Poslední revize 12.06.2007 [cit. 2007-30-08]. Dostupný z:
<<http://www.chmi.cz/hydro/opv/index.html>>.
- [2] SLABÁ, Natálie. Návod pro pozorovatele meteorologických stanic ČSSR. 2. přeprac.
vyd. Praha, 1972.
- [3] DOBROVOLNÝ, Petr. Digitální zpracování obrazu ; Dálkový průzkum
Země. Brno: Masarykova univerzita, 1998. 208 s. ISBN 80-210-1812-7.
- [4] REES, Gareth. Remote Sensing of Snow and Ice. CRC Press, 2005. 285 s.
ISBN 9780415298315.
- [5] SEIDEL, Klaus, MARTINEC, Jaroslav. Remote Sensing in Snow Hydrology.
Springer, 2004, XXII. 150 s. ISBN 978-3-540-40880-2.
- [6] KENDRA, J.; SARABANDI, K.; ULABY, F. Radar Measurements of Snow:
Experiments and Analysis. *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1998, vol.
36, no. 3, s. 864-879.
- [7] STILES, W.; ULABY, F. The Active and Passive Microwave Response to Snow
Parameters: Part I – Wetness. *Journal of Geophysical Research*, 1980, no. 85, s.
1037-1044.
- [8] ROTT, H. The Analysis of Backscattering Properties from SAR Data of Mountain
Region. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*. 1984, vol. 9, no. 5, s. 347-355.
- [9] Družice DMSP [online]. Poslední revize 12.12.2007 [cit. 2008-08-04]. Dostupný z:
<<http://samadhi.jpl.nasa.gov/msl/QuickLooks/dmsp5d2QL.html>>.
- [10] C. MÄTZLER, C. Passive Microwave Signatures of Landscapes in Winter.
Meteorology and Atmospheric Physics. 1994, vol. 54, s. 241-260.
- [11] PIVOT, F.; KERGOMARD, C.; DUGUAY, C.R. On the use of passive microwave
data to monitor spatial and temporal variations of snowcover near Churchill. *Annals of
Glaciology*. 2002, vol. 34, s. 58-64.
- [12] HALLIKAINEN, M.; ULABY, F.; VAN DEVENTER, T. Extinction Behavior of Dry
Snow in the 18- to 90- GHz Range. *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*.
1987, vol. 25, no. 6, s. 737-745.
- [13] KÖNIG, M.; WINTHER, J-G.; ISAKSSON, E. Measuring Snow and Glacier Ice:
Properties from Satellite. *Reviews of Geophysics*. 2001, vol. 39, no. 1, s. 1-27.

-
- [14] Evropská vesmírná agentura. Zařízení ATSRM [online]. Poslední revize 25.11.2007 [cit. 2008-08-04]. Dostupný z: <<http://earth.esa.int/workshops/ers92/ATSRM>>.
- [15] KOSKINEN, Jarkko. Snow monitoring using microwave radars: Thesis for the degree of Doctor of Technology – Overview. Espoo, 2001, 31 s. ISBN 951-22-5308-9.
- [16] Národní hydrologické centrum pro DPZ – NOHRSC [online]. Poslední revize 25.11.2007 [cit. 2008-03-04]. Dostupný z: <<http://www.nohrsc.nws.gov>>.
- [17] MODIS [online]. Poslední revize 25.01.2008 [cit. 2008-08-04]. Dostupný z: <<http://modis.gsfc.nasa.gov>>.
- [18] KULHAVÝ, Z.; KOVÁŘ, P. Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí. Praha: VÚMOP, 2000. 123 s.
- [19] CUDLÍN, P. a kol. Příčiny snížení vodohospodářské funkce lesa v krajině: Závěrečná zpráva úkolu VaV 610/2/98, DÚ 01/07. České Budějovice: Ústav ekologie krajiny AV ČR, 1999. 84 s.
- [20] JANEČEK, M. a kol. Ochrana zemědělské půdy před erozí. Praha: ISV Nakladatelství, 2002. 201 s. ISBN 80-85866-86-2.
- [21] KREJČÍ, J.; ZEŽULÁK, J. Modely odtoku ze sněhu. Praha: ČZU, 2000. 39 s. ISBN 80-213-0715-3.
- [22] SKALSKÁ, P. Degree-day metoda aplikovaná na modravských experimentálních povodích. *Příspěvek ve sborníku*. 2006, 4 s. ISBN 80-213-1560-1
- [23] HOCK, R. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 2003. 282 s.
- [24] ANDERSON, E.A. Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover. NOAA Technical Report, NWS 19. U.S. Dept. Of Commerce: Silver Spring, 1976.
- [25] BEVEN, K. J.: Rainfall-runoff modeling. John Wiley and Sons, 2001. 360 s, ISBN 978-0470866719
- [26] NEITSCH, S.L., et al. SWAT : Theoretical Documentation [online]. Poslední revize 02.10.2007 [cit. 2007-04-19]. Dostupný z: <<ftp://ftp.brc.tamus.edu/pub/swat/doc/swat2000theory.pdf>>.
- [27] National Engineering Handbook (part 630), chapter 11. Washington, DC: USDA, Natural Resources Conservation Service, 2004. 21 s.
- [28] CHLUPÁČ, I. et al. Geologická minulost české republiky. Praha: Academia, 2002. 436 s.
- [29] CZUDEK, T. Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. Tišnov: SURSUM, 1997. 213 s.

-
- [30] QUITT, E. Klimatické oblasti ČSR, 1:500 000. Brno: ČSAV, 1975.
- [31] HEC-HMS [online]. Poslední revize 13.02.2008 [cit. 2007-02-10]. Dostupný z: <<http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms>>.
- [32] ORSBY, T. et al. Getting to know ArcGIS desktop. Redlands: ESRI Press. 541 p. ISBN 1-879102-89-7
- [33] ARCDATA PRAHA. ArcView 3.x [online]. Poslední revize 20.10.2007 [cit. 2007-09-26]. Dostupný z: <<http://www.arcdata.cz/software/esri/ostatnisoftware/arcview-3#ex>>.
- [34] HEC-GeoHMS [online]. Poslední revize 13.02.2008 [cit. 2007-03-26]. Dostupný z: <<http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-geohms>>.
- [35] HEC-DSSVue [online]. Poslední revize 02.02.2008 [cit. 2008-03-26]. Dostupný z: <<http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-dss/hecdssvue-dssvue.htm>>.
- [36] MAIDMENT, D.; DJOKIC, D. (ED.) Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with Geographic Information Systems. Redlands: ESRI Press, 2000. 232 s, ISBN 978-1879102804.
- [37] HRÁDEK, F.; KUŘÍK, F. Hydrologie. Praha: Skriptum ČZU, 2002. 280 s.
- [38] MAIDMENT, D.R. (ED.). Handbook of Hydrology. 1st edition. London: McGraw-Hill Professional, 1993. 1424 s.
- [39] UNUCKA J.; HORÁK J.; RAPANTOVÁ N. Možnosti propojení GIS s hydrologickými a hydrogeologickými modely. *Sborník konference Hydrologické dni Bratislava*, 2005, s. 198-210, 13 stran, ISBN 80-88907-53-5.
- [40] TUČEK, J. Geografické informační systémy: Principy a praxe. Praha: Computer Press, 1998. 424 s, ISBN 80-7226-091-X
- [41] ŠERCL, P.: Odvozování fyzicko-geografických charakteristik povodí v GIS. Praha: ČHMÚ, 2004. 27 s.
- [42] BŘEZOVIČ, P. Vliv změny využití půdy na srážko-odtokové poměry vybraného povodí. [Diplomová práce] Univerzita Palackého, Přírodovědecká fakulta, katedra geoinformatiky, 2006. 59 s.
- [43] JANEČEK, M. a kol. Hydrologické výpočty v protierozní ochraně půdy. Praha: Informační centrum ČKAIT, 2001. 24 s.
- [44] BEDIENT, P.B.; HUBER W. C. Hydrology and floodplain analysis. 2nd edition. London: Prentice Hall, 2001. 763 s, ISBN 1428831282.
- [45] Český hydrometeorologický ústav. Oddělení podzemních vod ČHMÚ

- [online]. Poslední revize 17.12.2007 [cit. 2008-25-02]. Dostupný z:
<<http://www.chmi.cz/hydro/opzv/index.html>>.
- [46] Voronoi diagram: Wikipedia [online]. Poslední revize 10.04.2008 [cit. 2008-10-04].
Dostupný z: < <http://en.wikipedia.org/wiki/Voronoi> >
- [47] DAŇHELKA, J. a kol. Posouzení vhodnosti aplikace s-o modelů s ohledem na
simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. Praha: ČZU, 2003. 196 s.
- [48] BÖHMER, T. Modelování vlivu lesního vegetačního krytu a lesní půdy na s-o vztahy.
[Diplomová práce]. Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Hornicko-
geologická fakulta, Institut geoinformatiky, 2005. 54 s.
- [49] US Army Corps Of Engineers. HEC-HMS: User's Manual. Davis: US Army Corps
Of Engineers, 2005. 248 s
- [50] STRAHLER, A. Introducing Physical Geography: Chapter 3 – Air temperature. New
York: Wiley, 1999. s. 51-73.
- [51] Český hydrometeorologický ústav. Seznam vodoměrných stanic [online]. Poslední
revize 05.04.2008 [cit. 2008-03-28]. Dostupný z:
<http://www.chmi.cz/hydro/opv/doc/seznam_stanic.pdf>.
- [52] Klimatologické stanice ČHMÚ [online]. Poslední revize 05.04.2008 [cit. 2008-03-28].
Dostupný z: <http://www.chmi.cz/meteo/ok/images/st_cz.gif>.
- [53] STARÝ, M. HYDROG-S: Popis programu. Brno: Nepublikováno, 1998, 36 s
- [54] RMS: Wikipedia [online]. Poslední revize 21.11.2007 [cit. 2008-10-04]. Dostupný z:
<http://en.wikipedia.org/wiki/Root_mean_square>.
- [55] Frekvence VHF: Wikipedia [online]. Poslední revize 21.11.2007 [cit. 2008-10-04].
Dostupný z: <<http://en.wikipedia.org/wiki/VHF>>.
- [56] Předpovědní systém HYDROG: článek c52.pdf [online]. Poslední revize 22.04.2008
[cit. 2008-18-04]. Dostupný z: <<http://www.chmi.cz/hydro/pov06/pdf/c52.pdf>>.
- [57] UNUCKA, J. Hydrologické a vodohospodářské aspekty revitalizace Bečvy. [disertační
práce] Ostravská univerzita, Přírodovědecká fakulta, 2006, 178 s.
- [58] UNUCKA, J. Preprocessing a postprocessing dat hydrologických modelů v GIS.
VŠB-TUO: Nepublikováno, 2008, 46 s.
- [59] UNUCKA, J. Hydrologické modely. VŠB-TUO: Nepublikováno, 2008, 54 s.
- .

SEZNAM OBRÁZKŮ

<i>Obr. 1: Schématické znázornění mikrovlnného radiometru a kónického skenování povrchu..</i>	<i>12</i>
<i>Obr. 2: Spektrální odrazivost hlubokého sněhu pro různé velikosti ledového krystalu</i>	<i>19</i>
<i>Obr. 3: Spektrální odrazivost sněhu v tepelné části spektra.....</i>	<i>20</i>
<i>Obr. 4: Prognóza semiempirického modelu imaginární části dielektrické konstanty sytkého sněhu různé zrnitosti.....</i>	<i>22</i>
<i>Obr. 5: Vypočítané dielektrické konstanty a absorpční délky mokrého sněhu</i>	<i>23</i>
<i>Obr. 6: Schéma srážko-odtokového procesu.</i>	<i>39</i>
<i>Obr. 7: Vývojový diagram Andersonova modelu.</i>	<i>49</i>
<i>Obr. 8: Znázornění principu sdruženého a semidistribuovaného modelu</i>	<i>53</i>
<i>Obr. 9: Vymezení zájmového území – povodí Bečvy.</i>	<i>54</i>
<i>Obr. 10: Schéma obrazovky programu HEC-HMS a její hlavní části.....</i>	<i>61</i>
<i>Obr. 11: Princip schematizace povodí modelem HYDROG.....</i>	<i>64</i>
<i>Obr. 12: Interpolace rastru – obecný princip.....</i>	<i>68</i>
<i>Obr. 13: Parametrizace modelu terénu pomocí metody Topo to Raster.....</i>	<i>68</i>
<i>Obr. 14: Princip vytvoření rastru akumulace odtoku</i>	<i>70</i>
<i>Obr. 15: Schéma říčních úseků a jejich povodí</i>	<i>71</i>
<i>Obr. 16: Nabídka položek „Basin characteristics“ a „HMS“</i>	<i>73</i>
<i>Obr. 17: Volba územního rozsahu a velikosti buňky analýzy v HEC-GeoHMS Add-In.....</i>	<i>75</i>
<i>Obr. 18: Volba vstupní vrstvy pro výpočet hodnot CN křivek.</i>	<i>76</i>
<i>Obr. 19: Závěrečný výpis parametrů pomocí položky menu „Export charakteristik povodí“.</i>	<i>79</i>
<i>Obr. 20: Nastavení jednotlivých metod zahrnutých do výpočtu.</i>	<i>80</i>
<i>Obr. 21: Nastavení parametrů v rámci metody Kinematické vlnové aproximace.</i>	<i>83</i>
<i>Obr. 22: Hydrogram jednotlivých typů odtoků.....</i>	<i>83</i>
<i>Obr. 23: Nastavení parametrů základního odtoku v rámci metody „Recession“</i>	<i>84</i>
<i>Obr. 24: Grafické rozhraní HEC-DSSVue.</i>	<i>85</i>
<i>Obr. 25: Seznam srážkoměrných a vodoměrných stanic povodí Bečvy</i>	<i>86</i>
<i>Obr. 26: Thiessen polygony pro jednotlivé meteorologické stanice povodí Bečvy.....</i>	<i>87</i>
<i>Obr. 27: Volba jednotlivých sledovaných parametrů pro všechna subpovodí modelu.....</i>	<i>88</i>
<i>Obr. 28: Porovnání vymodelovaného a naměřeného průtoku závěrovým profilem.</i>	<i>89</i>
<i>Obr. 29: Jednotlivá chybová hlášení při odlad'ování sněhového modelu.</i>	<i>90</i>
<i>Obr. 30: Parametrizace metody teplotního indexu společná celému povodí.</i>	<i>91</i>
<i>Obr. 31: Parametrizace metody teplotního indexu specifická jednotlivým subpovodím</i>	<i>93</i>
<i>Obr. 32: Základní rozhraní schematizace modelu povodí Bečvy v prostředí HYDROG.</i>	<i>96</i>
<i>Obr. 33: Parametry nastavení modelu.</i>	<i>96</i>
<i>Obr. 34: Vkládání dat sněhové pokrývky v rámci metody degree-day.....</i>	<i>97</i>
<i>Obr. 35: Hydrogram závěrového profilu Dluhonice pro reálný scénář I.</i>	<i>99</i>
<i>Obr. 36: Hydrogram hlásného profilu Vsetín pro reálný scénář I</i>	<i>100</i>
<i>Obr. 37: Hydrogram závěrového profilu Dluhonice pro reálný scénář I.</i>	<i>101</i>
<i>Obr. 38: Hydrogram závěrového profilu Dluhonice pro alternativní scénář II.....</i>	<i>101</i>
<i>Obr. 39: Hydrogram závěrového profilu Dluhonice pro alternativní scénář III.....</i>	<i>102</i>

SEZNAM PŘÍLOH

Příloha volná CD-ROM Text práce ve formátu pdf

Příloha A	Vymezení zájmového území – jižní pohled na povodí Bečvy v zimním období
Příloha B	Mapa klimatických oblastí (členění dle Quitta)
Příloha C	Mapa geomorfologických celků
Příloha D	Mapa expozice svahů vůči světovým stranám
Příloha E	Mapa sklonu svahů
Příloha F	Mapa klimatologických stanic
Příloha G	Mapa vodoměrných stanic
Příloha H	Vymezení povodí v extenzi HEC-GeoHMS Add-In
Příloha I	Podélné profily Bečvy
Příloha J	Předzpracování DMT – kartografický model

POVODÍ BEČVY V ZIMNÍM OBDOBÍ

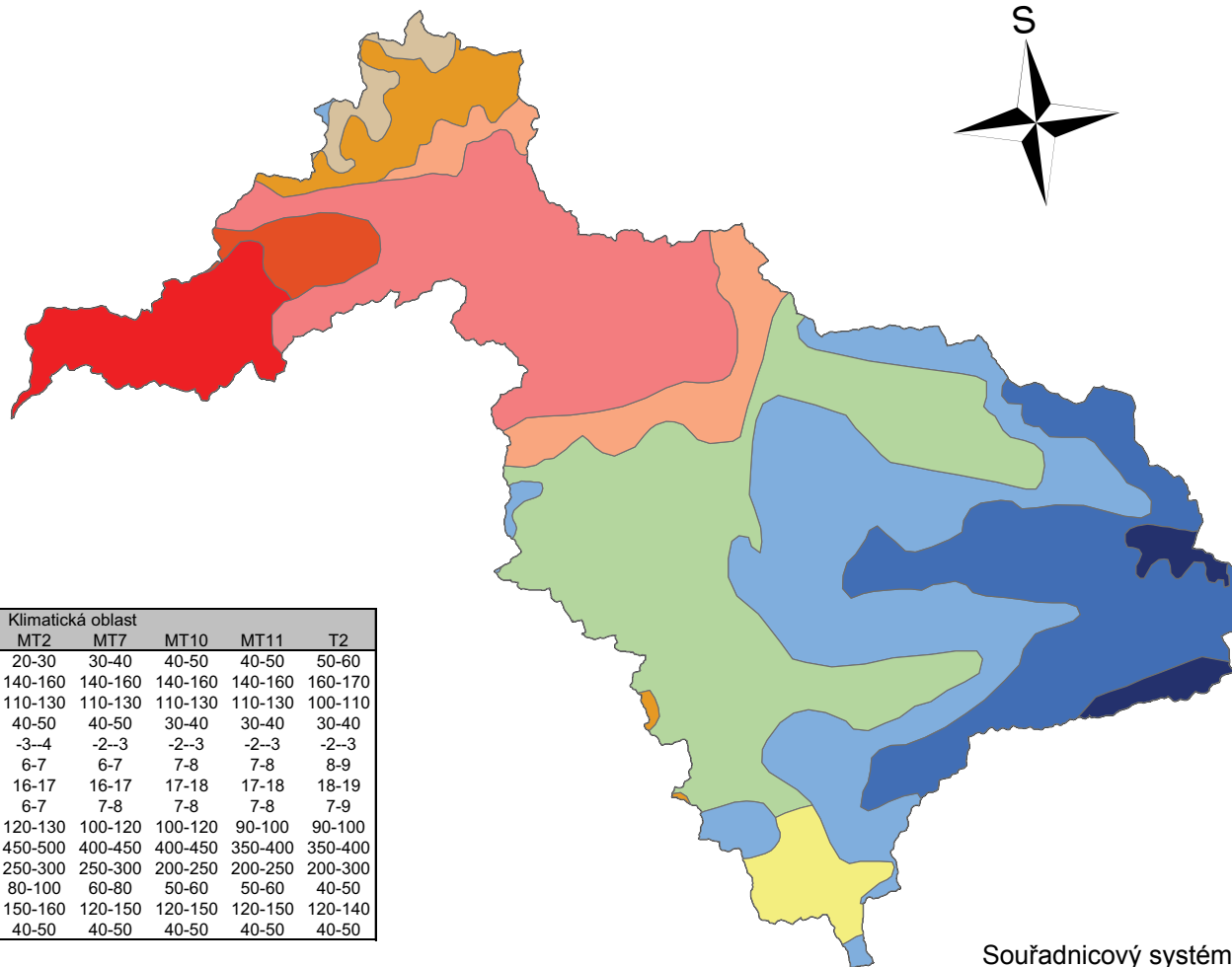
pohled z jihu



KLIMATICKÉ OBLASTI POVODÍ BEČVY členění podle Quitta

Klimatická oblast

- CH4
- CH6
- CH7
- MT2
- MT3
- MT5
- MT7
- MT9
- MT10
- MT11
- T2



Klimatické charakteristiky	Klimatická oblast								
	CH4	CH6	CH7	MT2	MT7	MT10	MT11	T2	
Počet letních dnů	0-20	10-30	10-30	20-30	30-40	40-50	40-50	50-60	
Počet dnů s prům. teplotou přes 10°C	80-120	120-140	120-140	140-160	140-160	140-160	140-160	160-170	
Počet mrazových dnů	160-180	140-160	140-160	110-130	110-130	110-130	110-130	100-110	
Počet ledových dnů	60-70	60-70	50-60	40-50	40-50	30-40	30-40	30-40	
Prům. teplota v lednu [°]	-6--7	-4--5	-3--4	-3--4	-2--3	-2--3	-2--3	-2--3	
Prům. teplota v dubnu [°]	2-4	2-4	4-6	6-7	6-7	7-8	7-8	8-9	
Prům. teplota v červenci [°]	18-19	14-15	15-16	16-17	16-17	17-18	17-18	18-19	
Prům. teplota v říjnu [°]	4-5	5-6	6-7	6-7	7-8	7-8	7-8	7-9	
Prům. počet dnů se srážkami > 1 mm	120-140	140-160	120-130	120-130	100-120	100-120	90-100	90-100	
Srážkový úhrn ve vegetačním období	600-700	600-700	500-600	450-500	400-450	400-450	350-400	350-400	
Srážkový úhrn v zimním období	400-500	400-500	350-400	250-300	250-300	200-250	200-250	200-300	
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	140-160	120-140	100-120	80-100	60-80	50-60	50-60	40-50	
Počet dnů zamračených	130-150	150-160	150-160	150-160	120-150	120-150	120-150	120-140	
Počet dnů jasných	30-40	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50	

Zdroj: Klimatické oblasti ČR [41]

0 5 10 15 20 25 km











Souřadnicový systém: S-JTSK

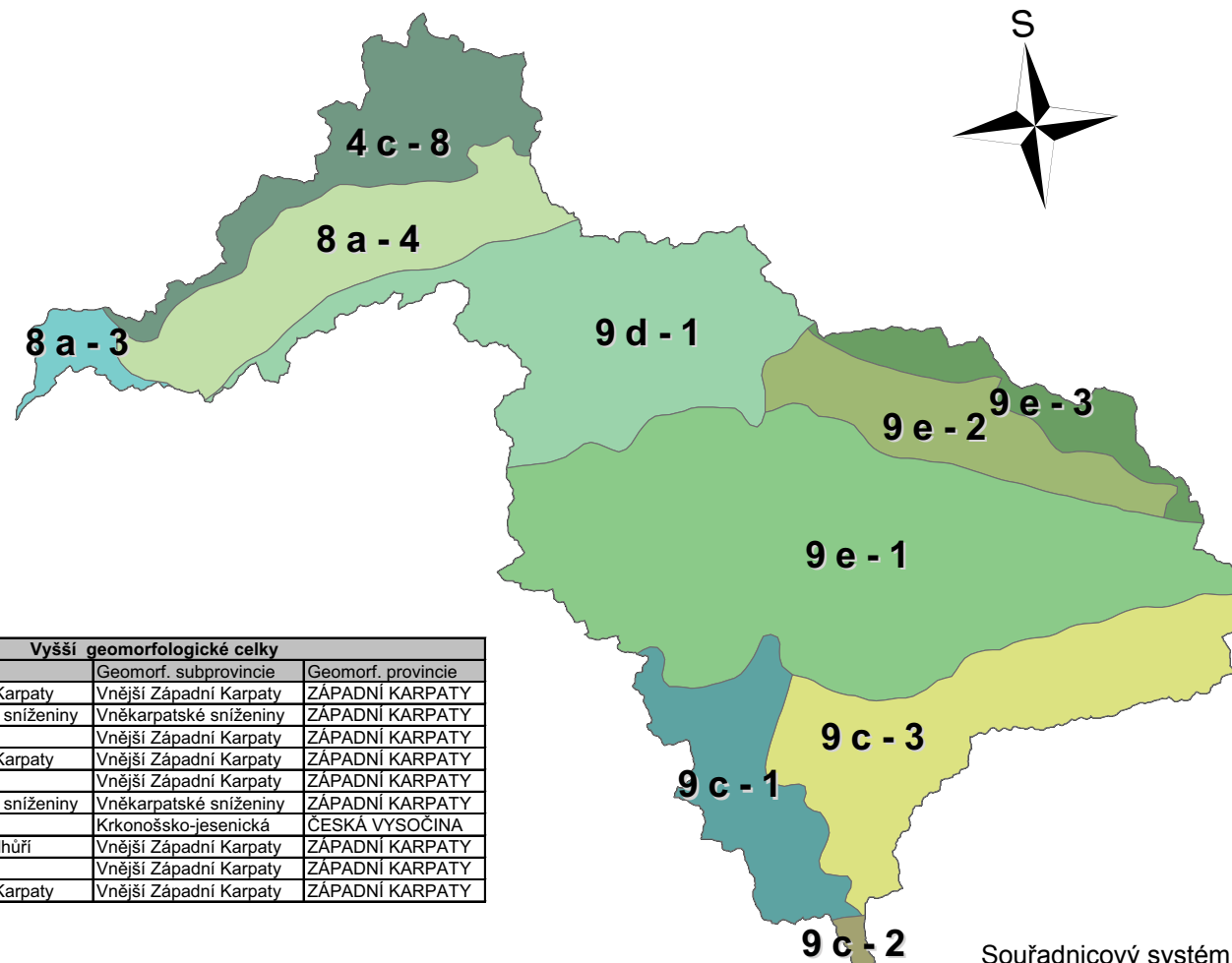
Zdroj: ArcČR 500

HAVLÍK Jan 2008

GEOMORFOLOGICKÉ CELKY V POVODÍ BEČVY

Geomorfologické celky

-  Bílé Karpaty
-  Hornomoravský úval
-  Hostýnsko-vsetínská hornatina
-  Javorníky
-  Moravskoslezské Beskydy
-  Moravská brána
-  Nízký Jeseník
-  Podbeskydská pahorkatina
-  Rožnovská brázda
-  Vizovická vrchovina



Geomorfologický celek	indikativ	Vyšší geomorfologické celky		
		Geomorf. oblast	Geomorf. subprovincie	Geomorf. provincie
Bílé Karpaty	9c-2	Slovensko-moravské Karpaty	Vnější Západní Karpaty	ZÁPADNÍ KARPATY
Hornomoravský úval	8a-3	Západní vněkarpatské sníženiny	Vněkarpatské sníženiny	ZÁPADNÍ KARPATY
Hostýnsko-vsetínská hornatina	9e-1	Západní Beskydy	Vnější Západní Karpaty	ZÁPADNÍ KARPATY
Javorníky	9c-3	Slovensko-moravské Karpaty	Vnější Západní Karpaty	ZÁPADNÍ KARPATY
Moravskoslezské Beskydy	9e-3	Západní Beskydy	Vnější Západní Karpaty	ZÁPADNÍ KARPATY
Moravská brána	8a-4	Západní vněkarpatské sníženiny	Vněkarpatské sníženiny	ZÁPADNÍ KARPATY
Nízký Jeseník	4c-8	Jesenická	Krkonošsko-jesenická	ČESKÁ VYSOČINA
Podbeskydská pahorkatina	9d-1	Západobeskydské podhůří	Vnější Západní Karpaty	ZÁPADNÍ KARPATY
Rožnovská brázda	9e-2	Západní Beskydy	Vnější Západní Karpaty	ZÁPADNÍ KARPATY
Vizovická vrchovina	9c-1	Slovensko-moravské Karpaty	Vnější Západní Karpaty	ZÁPADNÍ KARPATY

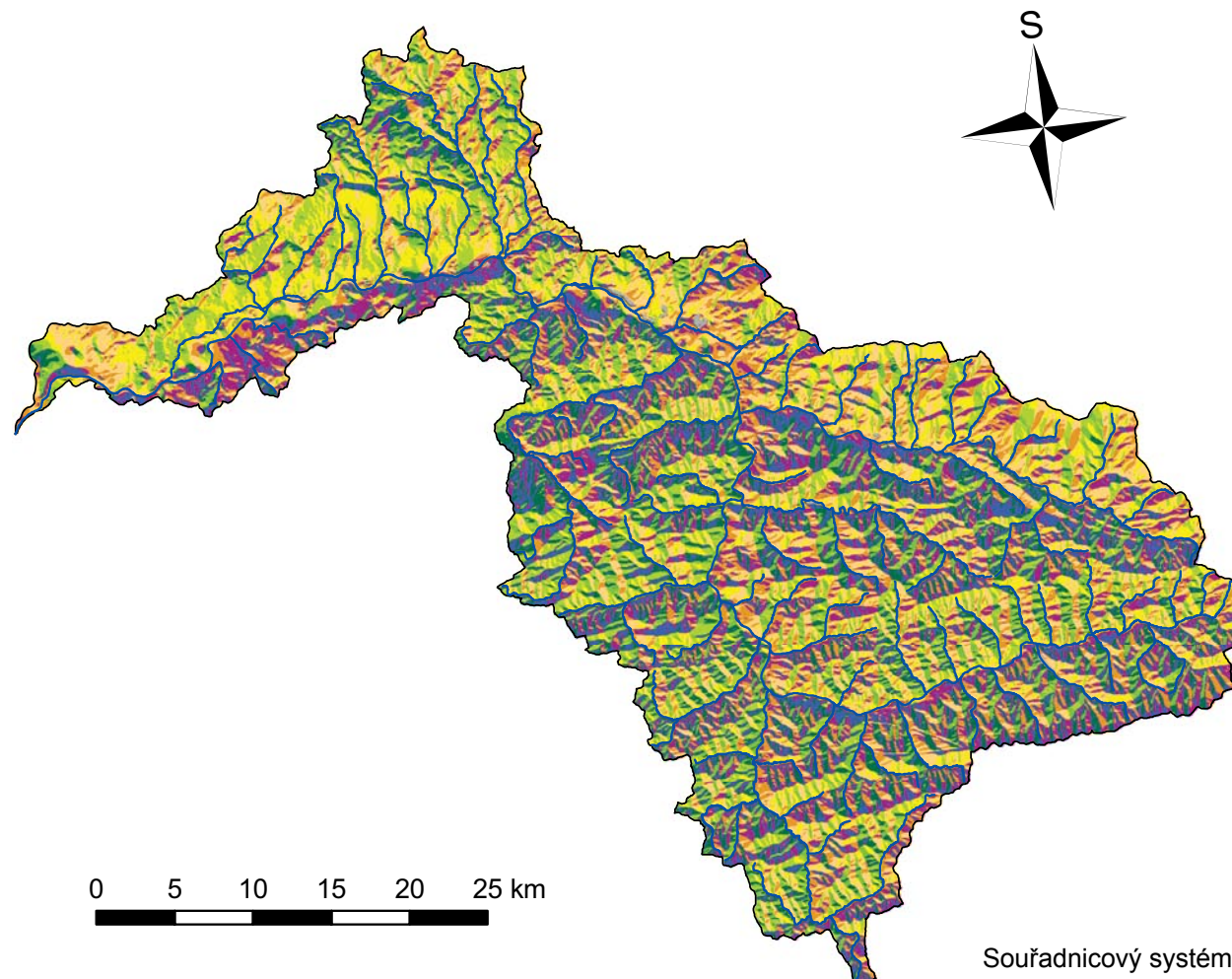
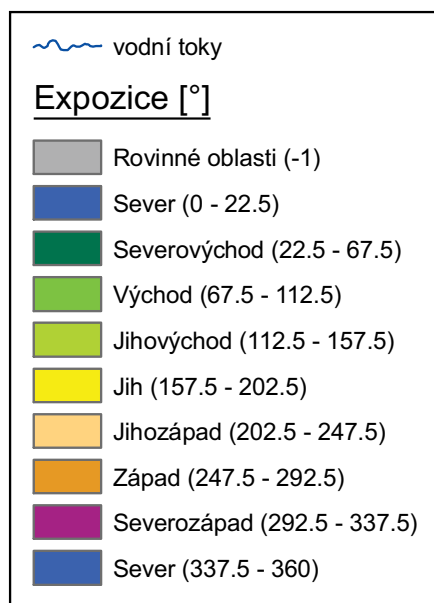
0 5 10 15 20 25 km

Souřadnicový systém: S-JTSK

Zdroj: ArcČR 500

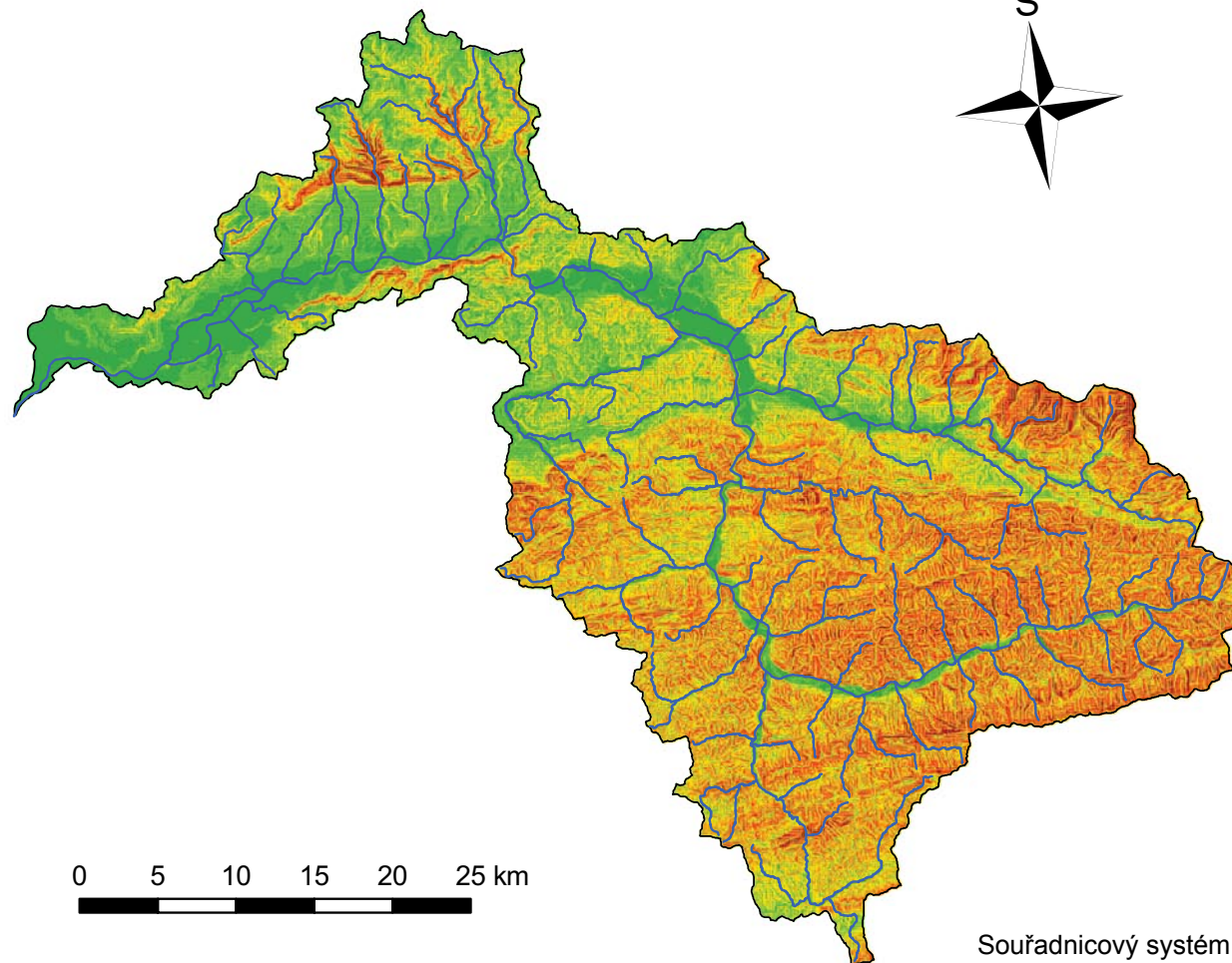
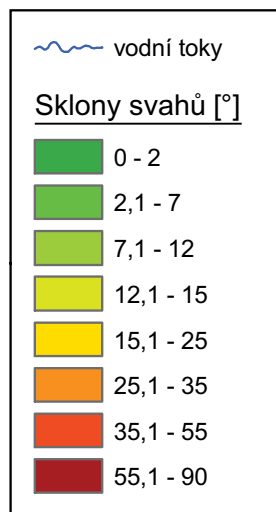
HAVLÍK Jan 2008

EXPOZICE SVAHŮ VŮČI SVĚTOVÝM STRANÁM



Souřadnicový systém: S-JTSK
Zdroj: DMÚ 25
HAVLÍK Jan 2008

SKLONY SVAHŮ

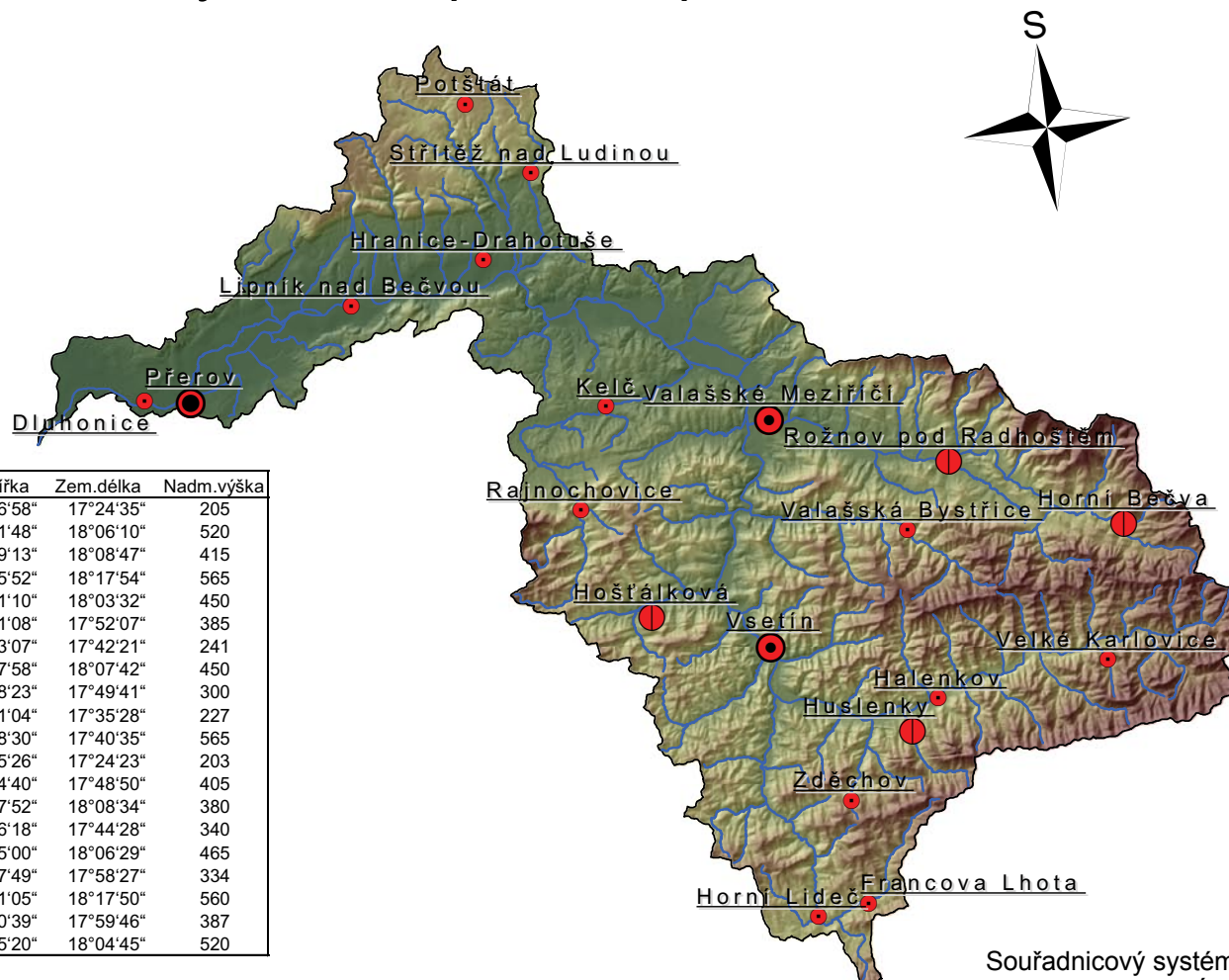


Souřadnicový systém: S-JTSK
Zdroj: DMÚ 25
HAVLÍK Jan 2008

KLIMATOLOGICKÉ STANICE POVODÍ BEČVY využité v diplomové práci



Název stanice	Indikativ	Zem.šířka	Zem.délka	Nadm.výška
Dluhonice	O3DLUH01	49°26'58"	17°24'35"	205
Francova Lhota	O3FRLH01	49°11'48"	18°06'10"	520
Halenkov	O3HALE01	49°19'13"	18°08'47"	415
Horní Bečva	O3BECV01	49°25'52"	18°17'54"	565
Horní Lideč	O3HOLI01	49°11'10"	18°03'32"	450
Hošťálková	O3HOST01	49°21'08"	17°52'07"	385
Hranice-Drahotuše	O3HRAN01	49°33'07"	17°42'21"	241
Huslenky-Kychová	O3HUSL01	49°17'58"	18°07'42"	450
Kelč	O3KELC01	49°28'23"	17°49'41"	300
Lipník nad Bečvou	O3LIPN01	49°31'04"	17°35'28"	227
Potštát-Kyžlířov	O3POTS01	49°38'30"	17°40'35"	565
Přerov	O3PRER01	49°25'26"	17°24'23"	203
Rajnochovice	O3RAJN01	49°24'40"	17°48'50"	405
Rožnov pod Radhoštěm	O3ROZN01	49°27'52"	18°08'34"	380
Střítěž nad Ludinou	O3STRI01	49°36'18"	17°44'28"	340
Valašská Bystřice	O3VABY01	49°25'00"	18°06'29"	465
Valašské Meziříčí	O3VALM01	49°27'49"	17°58'27"	334
Velké Karlovice-Pluskovec	O3VEKA01	49°21'05"	18°17'50"	560
Vsetín	O3VSET01	49°20'39"	17°59'46"	387
Zděchov	O3ZDEC01	49°15'20"	18°04'45"	520

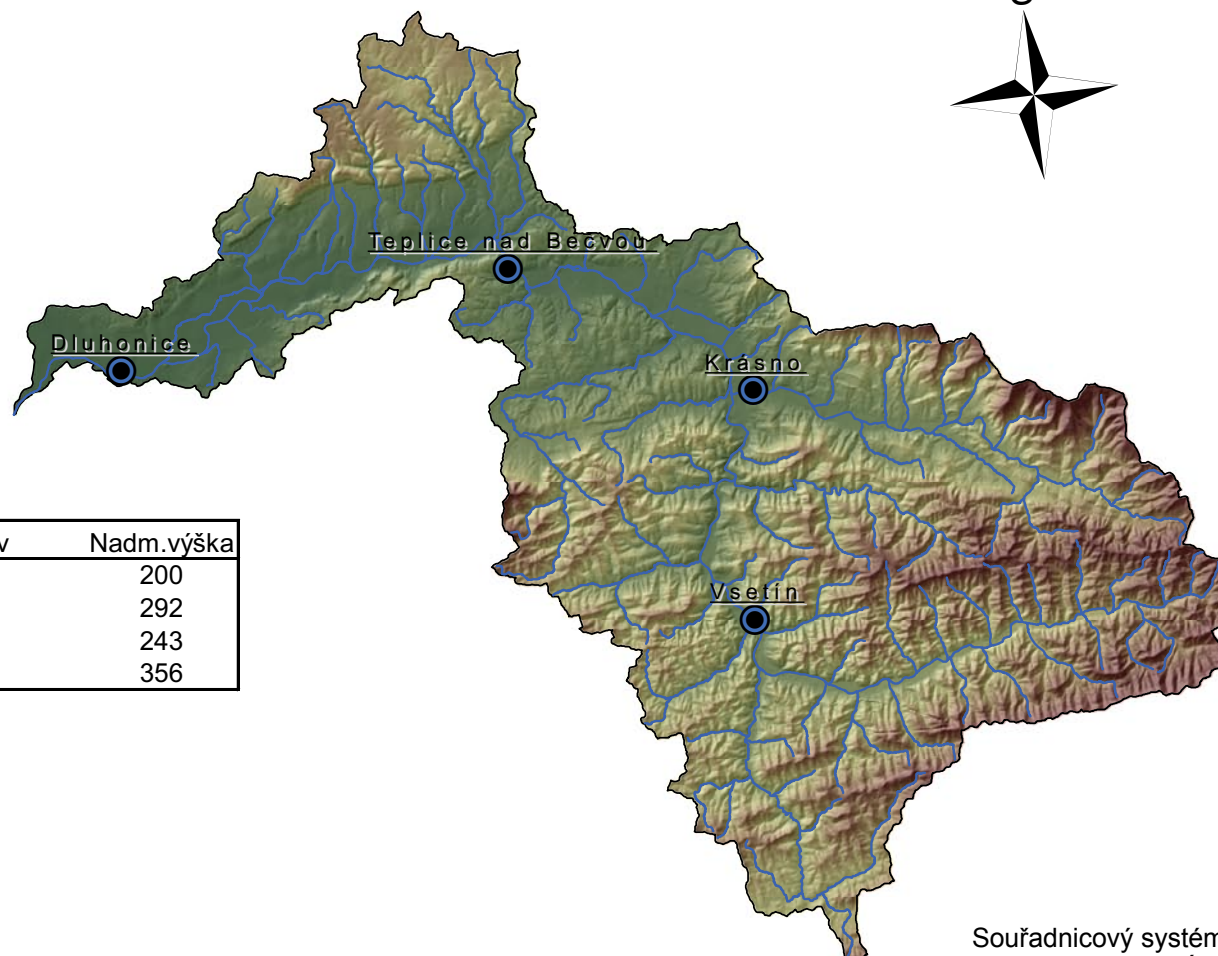
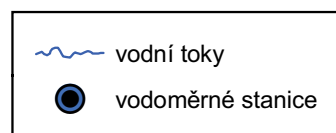


Souřadnicový systém: S-JTSK

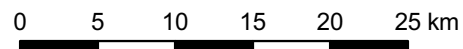
Zdroj: DMÚ 25, ČHMÚ

HAVLÍK Jan 2008

VODOMĚRNÉ STANICE POVODÍ BEČVY využité v diplomové práci

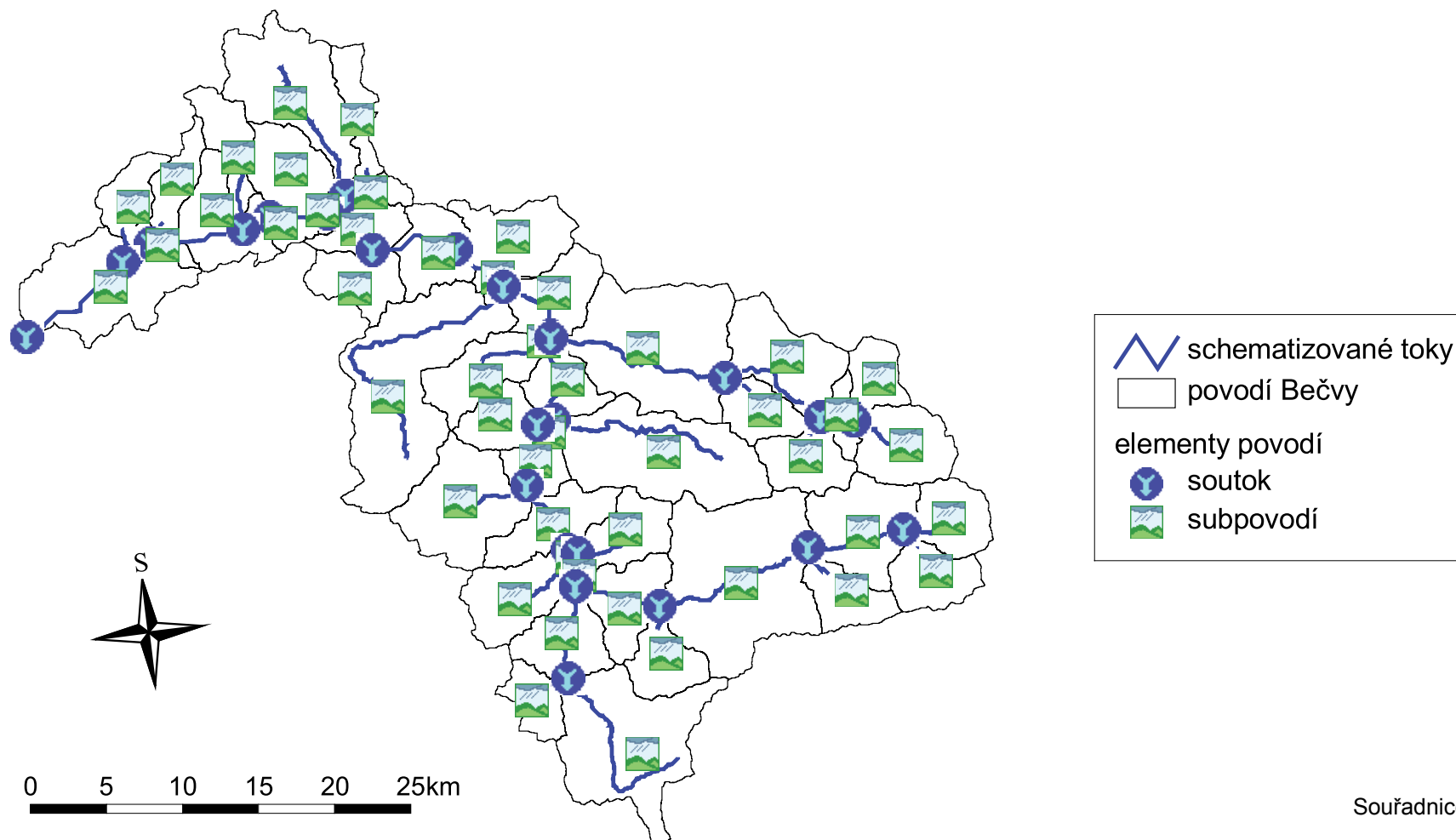


Název stanice a toku	Indikativ	Nadm.výška
Dluhonice - Bečva	3900	200
Krásno - Rožnovská Bečva	3870	292
Teplice nad Bečvou - Bečva	3890	243
Vsetín - Vsetínská Bečva	3790	356

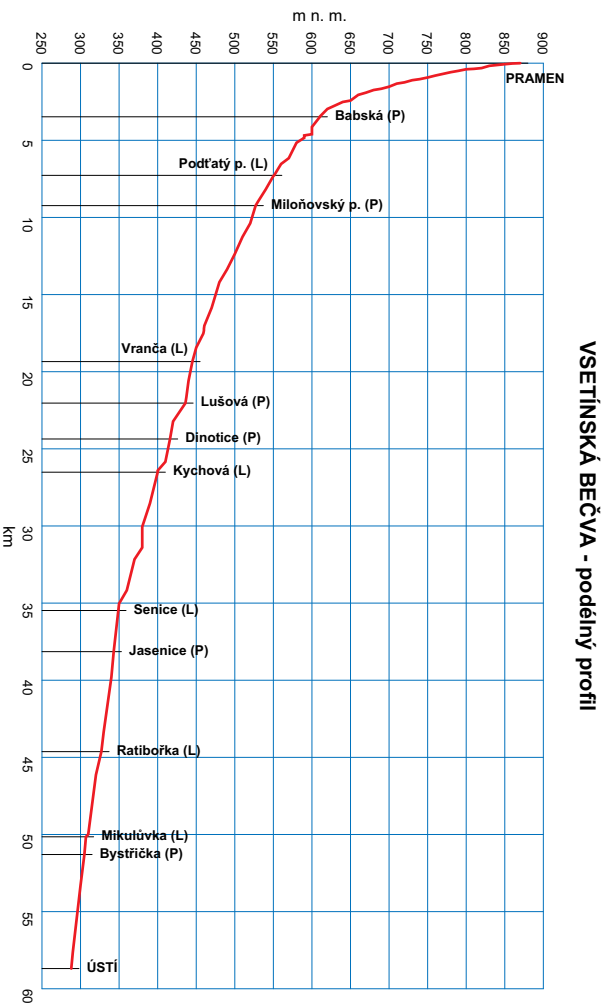
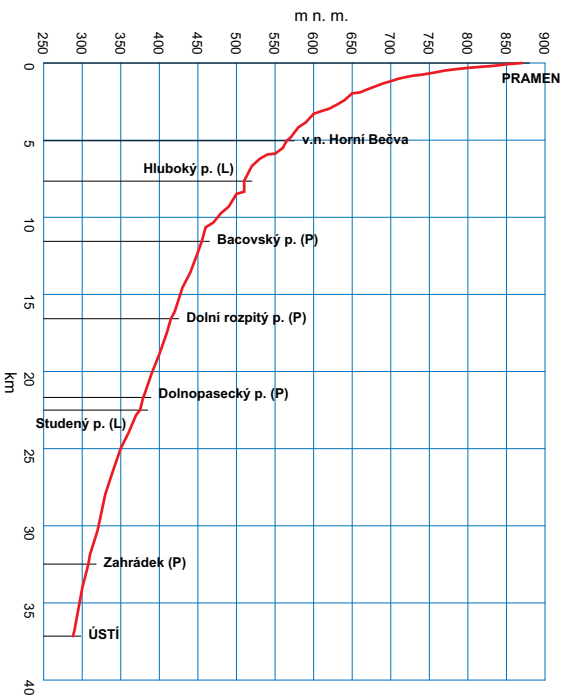
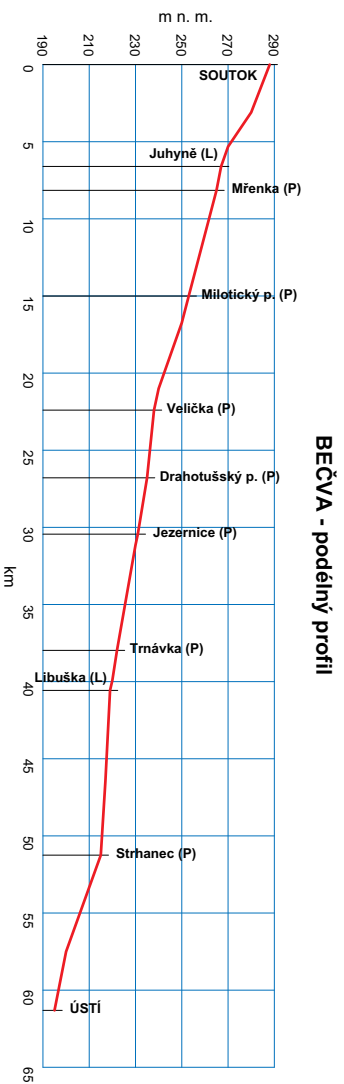


Souřadnicový systém: S-JTSK
Zdroj: DMÚ 25, ČHMÚ
HAVLÍK Jan 2008

SCHEMATIZACE POVODÍ BEČVY v prostředí ArcView extenze HEC-GeoHMS Add-In



PŘÍLOHA I PODÉLNÉ PROFILY BEČVY



PŘEDZPRACOVÁNÍ HYDROLOGICKÉHO MODELU kartografický model

